

Berichte aus dem Institut für Meereskunde  
an der Christian-Albrechts-Universität Kiel

Nr. 107

1982

Zu den Ursachen bodennaher Strömungsschwankungen in der  
nordöstlichen Kieler Bucht

On the causes of near-bottom current fluctuations  
in the northeastern Kiel Bight

von  
Rolf-Rüdiger Wittstock

DOI 10.3289, IF M-BER\_107

Kopien dieser Arbeit sind erhältlich bei:

Dr. Rolf-Rüdiger Wittstock  
Institut für Meereskunde  
Abt. Meeresphysik  
Düsternbrooker Weg 20  
2300 Kiel 1

## Inhalt

	<u>Seite</u>
Zusammenfassung	III
1. Einleitung	
1.1 Transportschwankungen in der Beltsee	2
1.2 Zielsetzung	3
2. Datensatz	4
3. Zeitliche Änderungen der Bodenströmungen	
3.1 Winderzeugte Ein- und Ausstromschwankungen	9
3.2 Kurzzeitige Einzelereignisse	20
3.3 Lineare Regression zwischen lokalem Wind und Strömung	34
3.4 Korrelationsanalyse	41
3.5 Spektralanalyse	43
4. Änderungen über 3 - 4 Monate	48
5. Änderungen über etwa 11 Tage	60
6. Kurzzeitige Ereignisse mit hohen Bodenstrom- geschwindigkeiten	82
7. Zusammenfassung der Ergebnisse	95
Anhang: Die Schätzung der Spektren	98
Literaturverzeichnis	99
Nachwort	105

Contents

	<u>page</u>
Abstract	1
1. Introduction	
1.1 Transport fluctuations in the Belt Sea	2
1.2 Objectives	3
2. The data set	4
3. Temporal variations of bottom currents	
3.1 Wind-induced inflow-outflow fluctuations	9
3.2 Singular current events	20
3.3 Linear regression between local winds and currents	34
3.4 Correlation analysis	41
3.5 Spectral analysis	43
4. Variations with periods of 3 - 4 months	48
5. Variations with periods of 11 days	60
6. Short-term events of high near-bottom currents	82
7. Summary	95
Appendix: Estimation of the spectra	98
References	99
Acknowledgement	105

### Zusammenfassung

Der Wasseraustausch zwischen Ostsee und Kattegat ist infolge der besonderen Bodentopographie im Übergangsgebiet mit Rinnen und flachen Satteltiefen der Schwellen sowie infolge ausgeprägter Schichtungsverhältnisse ein komplexes Phänomen. Salzreiches Wasser wird dabei in den Rinnen der Beltsee bodennah zur Ostsee transportiert.

Die Analyse ca. 2.5-jähriger Beobachtungen in der Vejsnäs-Rinne (nordöstliche Kieler Bucht) geben Informationen über langperiodische Transportschwankungen in der Beltsee. Die bodennahen Ein- und Ausstromschwankungen  $\geq 1$  d werden in erster Näherung ganzjährig indirekt über Wasserstandsänderungen in der Skagerrak-Kattegat-Region vom großräumigen Windfeld erzeugt. Spektrale Untersuchungen zeigen, daß im langperiodischen Bereich bei ca. 3 - 4 Monaten und bei ca. 11 Tagen eine Energiekonzentration vorliegt. Darüber hinaus lassen sich anhand der in der östlichen Vejsnäs-Rinne durchgeführten Langzeituntersuchungen selten auftretende Extremsituationen mit hohen Bodenstromgeschwindigkeiten beschreiben, die für die Bildung von Strömungsmarken auf dem Sediment verantwortlich sind.

Die Energiekonzentration bei ca. 3 - 4 Monaten in den Spektren ist darauf zurückzuführen, daß die während einer Dekade in der nordöstlichen Kieler Bucht beobachteten längeren Ein- und Ausstromsituationen mit Änderungen der atmosphärischen Zirkulation im Übergangsgebiet zwischen Nord- und Ostsee verknüpft werden können, die im gleichen Rhythmus längere Ein- und Ausstromlagen in den Ostseezugängen bewirken.

Annähernd 50 % der Varianz der bodennahen Strömungen in der östlichen Vejsnäs-Rinne sind nach einer Bandpaßfilterung im Frequenzbereich  $5.5 < T[d] < 30.0$  auf ca. 11-tägige Ein- und Ausstromschwankungen zurückzuführen. Simulationsrechnungen mit einem ARMA-Modell zeigen, daß diese stark ausgeprägten Stromschwankungen vorwiegend als Resonanz-Überhöhungen in einem schematisierten System "Ostsee-Beltsee-Kattegat" gedeutet werden können. Dabei wird während einer halben Periode ein Wasservolumen von  $7.5 \text{ km}^3$  in das Ostseebecken gedrückt, wodurch der Wasserspiegel dort um ca. 2 cm ansteigt.

Selten beobachtete bodennahe Stromspitzen in der östlichen Vejsnäs-Rinne sind darauf zurückzuführen, daß die Kieler Bucht während einer kräftigen Anregung der einknotigen Ostseeseiches die größten Wasservolumenänderungsraten erfährt. Ein lineares Modell der Kieler Bucht führt zu dem Schluß, daß stark gedämpfte erzwungene Schwingungen als Folge der Wasserstandsänderungen in den Buchtzugängen auftreten.

## Abstract

The water exchange between the Kattegat and the Baltic Sea is a complex phenomenon due to the specific bottom topography with sills and channels and due to the particular salinity stratification in this region. Saline water is brought into the Baltic Sea by bottom currents that are guided by channels.

Long-term current measurements were carried out during 2.5 years in the Vejsnäs Channel that controls the water flow from the Great Belt into Kiel Bight. It was found that the near-bottom current fluctuations are correlated with wind field as well as surface current fluctuations in the Great Belt on time scales exceeding 1 day. In the low frequency range of the current spectra two energy peaks are found: near 3 - 4 months and near 11 days. Furthermore, strong singular near-bottom current events are detected during the observations. Such events are expected to generate related sediment patterns in the northeastern Kiel Bight channel system.

The energy concentration near 3-4 months is due to long period fluctuations of inflow and outflow which are observed during the field measurements. The seasonal variations of atmospheric pressure also indicate changes near 3-4 months in the atmospheric conditions of the transition area. For the analysed three minima and three maxima of atmospheric pressure periods of predominantly cyclonic or anticyclonic atmospheric circulation are expected which will be responsible for a corresponding inflow and outflow.

Fifty percent of the energy of near-bottom current fluctuations in the Vejsnäs Channel are generated by inflow-outflow changes with periods near 11 days. A simple resonator model explains the observed 11-day current variations as eigen-period oscillations of a schematic Baltic Sea, with a forcing by sea level changes in the Skagerrak-Kattegat region. Simulations with an ARMA model illustrate that the observed strong inflow-outflow variations in this frequency range are mainly due to resonant oscillations of the system than to a direct response to the wind field. During half a period a water volume of  $7.5 \text{ km}^3$  is pumped into the Baltic Sea where the sea level then increases by 2 cm.

Events with high near-bottom currents in the channel system are observed together with large water volume changes in Kiel Bight. It is concluded from results of a simple linear model of Kiel Bight that these events are co-oscillation effects occurring when surface seiches of the Baltic Sea were generated.

## 1. Einleitung

### 1.1 Transportschwankungen in der Beltsee

Der Wasseraustausch zwischen Ostsee und Kattegat durch die Belte und den Sund ist infolge flacher Satteltiefen der Schwellen in der Beltsee stark eingeschränkt ( G. DIETRICH u. R. KÖSTER, 1974 ). Die Wassererneuerung der Ostsee erfolgt überwiegend durch Transportvorgänge entlang der Verbindungslinie "Kattegat - Großer Belt - Fehmarn Belt - Darsser Schwelle". Dieses zeigen die Ergebnisse mehrjähriger dänischer Strommessungen im Übergangsgebiet ( T.S. JAKOBSEN, 1980 ). Das Verhältnis der Standardabweichung zum langzeitigen Mittel der dabei gefundenen täglichen Transportraten ist von der Größenordnung 10. Dadurch wird deutlich, welchen Schwankungen der Wasseraustausch zwischen Nord- und Ostsee ausgesetzt ist. Die Wechselwirkungen zwischen Wetterlagen, Wasserständen, Strömungen und Schichtungsverhältnissen im Übergangsgebiet, die diese Schwankungen in den Transportraten verursachen, und damit ihr Einfluß auf die Hydrographie der Beltsee werden in zahlreichen Arbeiten beschrieben ( u.a. G. NEUMANN, 1940; H. WATTENBERG, 1941 u. 1949a; H. WEIDEMANN, 1950; G. DIETRICH, 1950 u. 1951; R. KÄNDLER, 1951; W. BROGMUS, 1952; K. WYRTKI, 1953, 1954, 1954a u. 1954b; J. KRUG, 1963; W. KRAUSS, 1966; R. HELM, 1968; G. WOLF, 1961 u. 1972; L. MAGAARD, 1974; G. DIETRICH u. F. SCHOTT, 1974; G. SIEDLER u. G. HATJE, 1974; W. LANGE et al., 1975; G. HARDTKE, 1978; W. ZENK et al., 1979; A. SVANSSON, 1972 u. 1980 ). Anhand von Dauerregistrierungen oder kurzzeitigen Beobachtungen der physikalisch-ozeanographischen und meteorologischen Parameter ( Übersicht s. M. SCHWEIMER, 1978 ) unternehmen die genannten Autoren den Versuch, den Mechanismus der Anregung von Meeresströmungen in der Beltsee aufzuklären. Danach ergibt sich zusammenfassend folgendes Bild:

Bei dem Gesamtsystem "Ostsee - Beltsee - Sund - Kattegat - Skagerrak" haben wir es in erster Näherung mit zwei Meeresbecken zu tun, die durch eine Meeresstraße verbunden sind. Auf geringe Niveauunterschiede der Wasserspiegel in den Meeresbecken reagiert das Bewegungsfeld in den Belten je nach Schichtungsverhältnissen mit starken, anhaltenden Strömungen. Die mittleren Strömungen stehen im engen Zusammenhang mit dem Wasserhaushalt der Ostsee. Da Niederschlag minus Verdunstung im Ostseegebiet gleich Null zu setzen ist, kommt es infolge der festländischen Abflüsse zu einem jahreszeitlich abhängigen Wasserüberschuß in der mittleren Ostsee. Dieser führt zu einer windunabhängigen Gefällsströmung in Richtung Nordsee an der Ober-

fläche. Gleichzeitig erfolgt eine Aussüßung des Ostseewassers. Niedriger Salzgehalt ist bei gleicher Temperatur gleichbedeutend mit geringerer Dichte. Aus dem resultierenden Dichtenunterschied zwischen Kattegat und mittlerer Ostsee entsteht ein Druckgefälle vom Kattegat zur Ostsee. Berücksichtigt man das Druckgefälle durch die Oberflächenneigung infolge der Süßwasserzufuhr wie auch das entgegengesetzte Druckgefälle, so schiebt sich schweres, salzreiches Kattegatbodenwasser ( ca. 26 - 32 ‰ ) unter das leichte, salzarme Ostseewasser (  $\leq 10$  ‰ ) im Übergangsgebiet. Aufgrund maximaler Flußwasserzufuhr im Frühsommer wird somit bewirkt, daß die bodennahen Schichten in den Belten mit einem Salzmaximum im Sommer einen regelmäßigen halinen Jahresgang aufweisen. Diesem Einflußfaktor werden durch das großräumige Windfeld infolge von Windstauwirkungen Schwan- kungen überlagert. Hoher Luftdruck über Skandinavien begünstigt östliche Winde. Sie erzeugen einen Wasseranstau vor der Beltsee und eine Erniedrigung im Skagerrak, wodurch aufgrund des resultierenden Gefälles ein Ausstrom aus der Ostsee einsetzt. Die entgegengesetzte Wirkung verursachen Westwinde. Sie drücken salzreiches Wasser aus der Nordsee ins Skagerrak und Kattegat. Gleichzeitig erfolgt ein Abströmen von Wassermassen aus der südwestlichen in die nördliche Ostsee. Dem resultierenden Gefälle folgend fließt solange Wasser aus der Beltsee in die zentrale Ostsee ab, bis ein dynamisches Gleichgewicht zwischen den Niveaudifferenzen und Strömungen hergestellt ist. Die Gefällströmungen, die aus diesen Stauwirkungen hervorgehen, beherrschen die Stromverhältnisse in den Belten. Neben diesen aus dem Windfeld und aus der Schichtung resultierenden Strömungserscheinungen treten noch die Gezeitenströme auf, deren Signale in den engen Ostseezugängen verstärkt werden, jedoch gegenüber dem Gesamtstrom zurücktreten. Ein weiterer Faktor, der die Strömungsverhältnisse in der Beltsee beeinflusst, ist darauf zurückzuführen, daß Eigenschwingungen und erzwungene Schwingungen der Ostsee in ihrem Rhythmus Wasserstandsänderungen in den Belten und Buchten westlich der Darsser Schwelle hervorrufen ( G. NEUMANN, 1941; W. KRAUSS u. L. MAGAARD, 1962; L. MAGAARD u. W. KRAUSS, 1966; C. WÜBBER u. W. KRAUSS, 1979 ).

## 1.2 Zielsetzung

Die Kieler Bucht als Teilgebiet der Beltsee hat durch den Kleinen Belt und den Großen Belt sowie durch den Fehmarn Belt Zugang zum Kattegat und zur Ostsee. Ihre Bodentopographie wird durch ein Rinnensystem geprägt, wodurch die Wasserumsetzung in der Bucht gesteuert wird ( Abb. 1, Beschreibung s. J. KRUG, 1963 ). Die Vejsnäs-Rinne im Norden mit einer Tiefe von 25 - 35 m durchläuft die Bucht in ostwestlicher Richtung von Fehmarn-Belt

zum Kleinen Belt. Sie stößt damit senkrecht auf die für die Wassererneuerung der Ostsee so wichtige Verbindungslinie "Kattegat - Großer Belt - Fehmarn Belt - Darsser Schwelle". Die hier analysierten Beobachtungen bodennaher Strömungen in der östlichen Vejsnäs-Rinne zwischen 1975 und 1978 erlauben daher Rückschlüsse auf Transportschwankungen entlang der Verbindungslinie in Zeitskalen von mehreren Tagen bis einigen Monaten. Darüber hinaus führen dort durchgeführte Langzeituntersuchungen zu einer Häufigkeitsverteilung bodennaher Strömungsgeschwindigkeiten, die zur Beurteilung der Erosionshäufigkeit in einem Seegebiet herangezogen werden können.

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist, die in der östlichen Vejsnäs-Rinne erfaßten Extremsituationen mit hohen Bodenstromgeschwindigkeiten sowie die beobachteten ca. 11-tägigen und ca. 3-4 monatigen Schwankungen im Übergangsgebiet zu beschreiben und ihre Anregungsmechanismen zu erklären. Die dabei entwickelten physikalischen Konzepte werden teilweise durch Simulationsrechnungen auf ihre Richtigkeit überprüft, wobei die Daten nach der "Methode der kleinsten Quadrate" den linearen Modellansätzen angepaßt werden.

## 2. D e r   D a t e n s a t z

=====

Die Grundlage für die hier vorgenommenen Untersuchungen bildet ein aus Dauerstrommessungen im östlichen Teil der Vejsnäs-Rinne ( Abb. 1 ) oberhalb der logarithmischen Bodengrenzschicht über 2.5 Jahre gewonnener Datensatz der Parameter Strombetrag, Stromrichtung, Temperatur und Leitfähigkeit. Die Registrierung fand von Juli 1975 bis März 1978 statt. ( G. HATJE, 1976 u. 1977; R. WITTSTOCK et al., 1978 ). Die Verankerung war zunächst mit 4 Strömungsmessern vom Typ "Aanderaa" bestückt ( J. R. AANDERAA, 1964 ), die über 30 m Wassertiefe in 12, 17, 22 und 27 m Tiefe alle 10 Minuten registrierten. Wegen einer Änderung des Schiffahrtsweges mußte ab November 1976 die Position etwas verschoben und die Meßtiefen auf 24, 27 und 30 m Tiefe bei einer Wassertiefe von 32 m beschränkt werden ( Abb. 2 ). Die Kontinuität der Messungen war gelegentlich durch Geräteausfall, Eisgang in der Kieler Bucht, Verschleppung der Meßkette durch Fischer und die angesprochene Neuregelung des Schiffahrtsweges unterbrochen.

Die Zuverlässigkeit der Strömungsdaten mit Aanderaa-Strömungsmessern in Flachwasserverankerungen bzw. in Oberflächennähe ist bei mehreren Gerä-



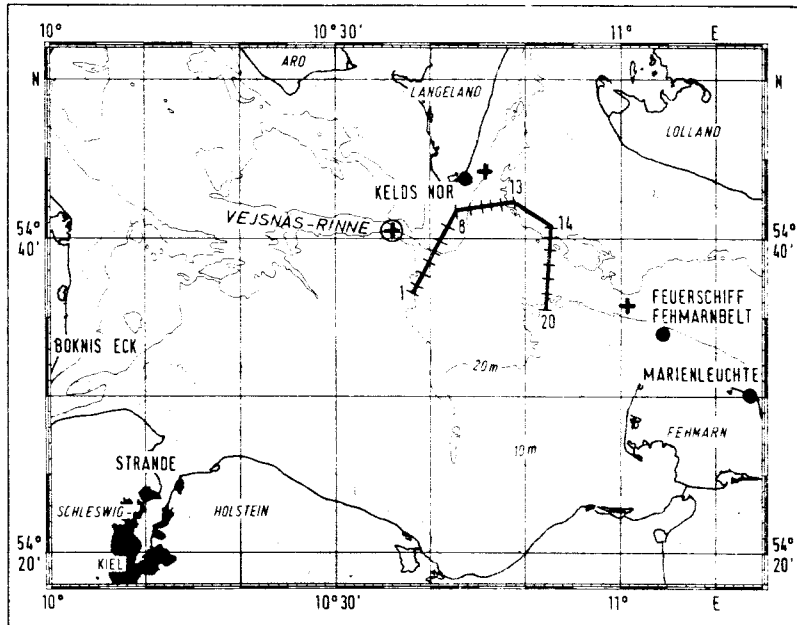


Abb. 1 : Die Kieler Bucht

○ : Position der Dauerstation in der Vejsnäs-Rinne.

+ : Position der Meßketten für die ab 29.3.1979 durchgeführten gleichzeitigen Strömungsmessungen in den Rinnen.

---+ : hydrographische Schnitte während der ab 29.3.1979 durchgeführten Meßphase.

tevergleichsmessungen kritisch untersucht worden ( u.a. D. HALPERN et al., 1974; P.M. SAUNDERS, 1976; H. KUHN et al., 1980 ). Die Ergebnisse zeigen, daß die Messungen bei Frequenzen  $< 2$  cph als zuverlässig angesehen werden können und infolge von Verankerungsbewegungen und Seegangseinfluß zu hohe Stromgeschwindigkeiten angezeigt werden. Unter diesen Gesichtspunkten sind die Ergebnisse der Meßreihen in den oberen Tiefenniveaus besonders bei Extremsituationen, die mit starkem Seegang verbunden sind, mit Vorbehalt zu betrachten, während die Messungen über der Rinnensohle als relativ gesichert erscheinen. Betrachtet man die Verankerung gemäß Abb. 2 als starres Pendel, so ist die horizontale Auslenkung des unteren Strommessers sechs mal geringer als die des oberen Gerätes. Auch die Orbitalbewegung des Seeganges ist im allgemeinen in den unteren Meßniveaus zu vernachlässigen ( G. HATJE, 1976 ).

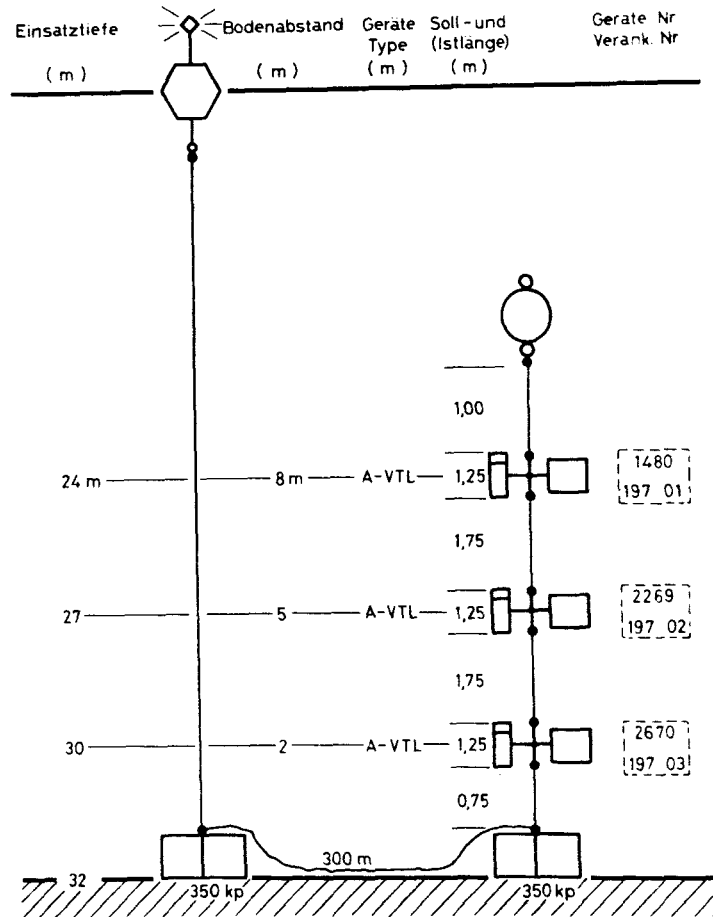


Abb. 2 : Prinzipskizze der Strommesserverankerung

( V : Strombetrag, T : Temperatur und  
L : elektrische Leitfähigkeit )

Für Aussagen über die Übertragbarkeit der bodennahen Meßergebnisse aus der östlichen Vejsnäs-Rinne in den südlichen Großen Belt und in den westlichen Fehmarn Belt ( Vinds Grav ) wurden in einem zwei Monate dauernden Beobachtungsprogramm ab 29.3.1979 in allen drei Rinnen die Strömungen gleichzeitig am Boden gemessen ( Abb. 1 ). Neben meteorologischen Beobachtungen auf einer zusätzlich verankerten Boje wurde mehrmals während der Meßphase eine quasisynoptische Aufnahme der Temperatur- und Salzgehaltsverteilung in der nördlichen Kieler Bucht in Form von Schnitten quer zu den Rinnen ( Abb. 1 ) durchgeführt.

Leider versagte die Meßanordnung für die Registrierung der meteorologischen Parameter Windgeschwindigkeit, Windrichtung und Luftdruck während der gesamten Meßphase. Die Daten werden durch die Beobachtungen auf dem Feuerschiff "Fehmarn Belt" ersetzt ( nach DEUTSCHER WETTERDIENST, 1981 ). Infolge der gleichzeitig stattgefundenen starken Befischung der Kieler Bucht wurden die Meßketten trotz ausreichender Markierung mehrmals überfischt und verschleppt. Diese Umstände verursachten, daß lediglich für 17 Tage das eigentlich gesteckte Ziel der Meßphase erreicht werden konnte.

Der vorliegende Datensatz über die bodennahen Verhältnisse in den Rinnen wird durch Pegelaufzeichnungen und meteorologische Beobachtungen dänischer und deutscher Stationen ergänzt ( Abb. 3 ). Bevorzugt wird in dieser Arbeit das meteorologische Beobachtungsmaterial der dänischen Wetterstation "Kelds Nor", auf der Südspitze der Insel "Langeland" gelegen, verwendet ( Abb. 1 ). Für diese Station spricht sowohl die Nähe zum Meßort in der östlichen Vejsnäs-Rinne als auch ihre zentrale und ungeschützte Lage innerhalb des Übergangsgebietes zwischen Kattegat und Ostsee. Die dort registrierten Winddaten erscheinen daher nach einer Tiefpaßfilterung repräsentativ für das großräumige Windfeld. Die Änderungen im Windfeld werden in den folgenden Untersuchungen durch Zeitreihen der Windschubspannungen dargestellt. Die Schubspannungen werden aus den Winddaten gemäß

$$( 2.1 ) \quad \tau = c_D \cdot |\tilde{u}_{10}| \cdot \tilde{u}_{10} \cdot \rho_a$$

berechnet. ( $\rho_a$  = Dichte der Luft,  $\tilde{u}_{10}$  = Windgeschwindigkeitsvektor in 10 m Höhe ), wobei  $c_D = 1.2 \cdot 10^{-3}$  gesetzt wird. Nach Multiplikation mit ( -1 ) der westöstlichen Windschubspannungen repräsentieren positive Werte westliche Winde ( hier auch zonale oder westöstliche Windstresskomponente ).

Anhand von Vektor-Zeit-Diagrammen für die Beobachtungen Dezember 1977 bis Anfang Januar 1978 wird das rinnengeprägte Richtungsverhalten der Strömungen deutlich ( Abb. 4 ). Eine Stromumkehr erfahren bis 8 m über der Rinnenschle alle Tiefenniveaus gleichzeitig. Es gibt dort nur noch zwei Richtungszustände: Einstrom oder Ausstrom. Daher wird für die Berechnung der Strömungskomponenten das Koordinationssystem in Richtung der Rinnenachse gedreht. Danach ist die Strömungskomponente ( UC ) quer zur Rinnenachse vernachlässigbar klein ( Abb. 5a, 6a u. 7a ). Im folgenden wird die Stromkomponente ( VC ) in Rinnenachsenrichtung immer

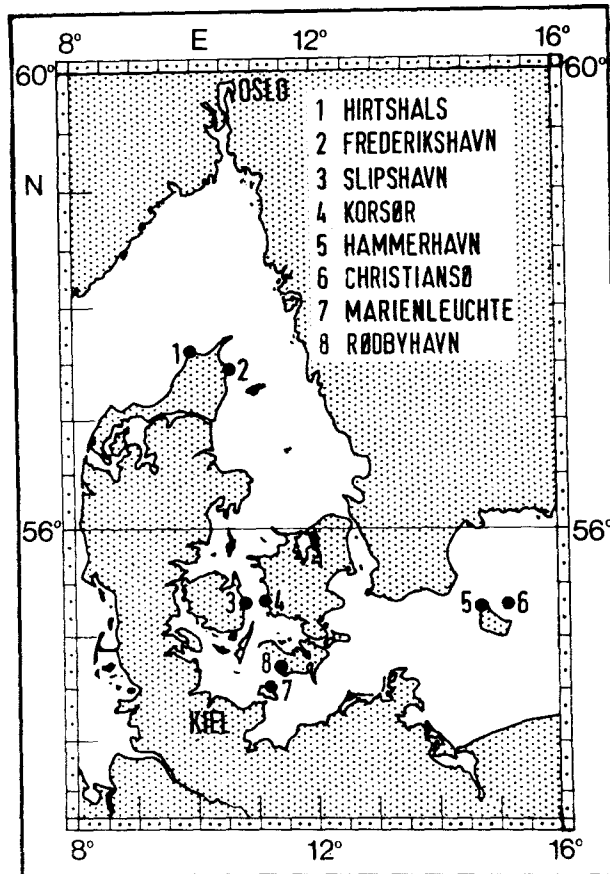


Abb. 3 : Die Positionen der dänischen und deutschen Pegelstationen.

als "gedrehte Stromkomponente" bezeichnet. Positive Werte bedeuten Einstrom in das Rinnensystem der Kieler Bucht oder Einstrom in die Ostsee ( Fehmarn Belt ).

Für die hier in den Mittelpunkt gestellten Untersuchungen wird in erster Linie ein etwa achtmonatiger geschlossener Datensatz der genannten ozeanographischen und meteorologischen Parameter benutzt ( Abb. 5a u. 5b ). Die zeitliche Begrenzung resultiert aus der Tatsache, daß infolge der angesprochenen Datenausfälle nur von Juli 1975 bis April 1976 kontinuierlich in Bodennähe Strömungsfluktuationen aufgezeichnet wurden ( G. HATJE, 1976 ).

Es schließt sich ein ca. zweieinhalbmonatiger geschlossener Datensatz an, um trotz kurzer Unterbrechung im April 1976 einjährige Zeitreihen darzustellen ( Abb. 6a und 6b ). Der Vollständigkeit halber wird in Abb. 7a und 7b noch der geschlossene Datensatz aus dem zwei Monate dauernden Beobachtungsprogramm im Frühjahr 1979 für die bodennahen Verhältnisse im Vinds - Grav ( Fehmarn Belt ) gezeigt.

### 3. Zeitliche Änderungen der Boden- =====

#### s t r ö m u n g e n

#### =====

#### 3.1 Winderzeugte Ein- und Ausstromschwankungen

Die bodennahen langzeitigen Strommessungen in der östlichen Vejsnäs-Rinne geben durch die Nähe zum Geschehen im Großen Belt und im Fehmarn Belt Aufschluß über winderzeugte Ein- und Ausstromschwankungen in den Ostseezugängen. Einen ersten Überblick vermittelt der zeitliche Vergleich zwischen der in Rinnenachsrichtung gedrehten Stromkomponente und der aus Winddaten der Wetterstation "Kelds Nor" berechneten Westostkomponente der Windschubspannung für Fluktuationen  $> 1 \text{ d}$  ( Abb. 8 ). Diese Gegenüberstellung für die Periode Juli 1975 bis März 1976 spiegelt die erwartete gute Korrelation zwischen Ein- und Ausstromverhältnissen und großräumigen Windfeld wider ( H. WEIDEMANN, 1950 ).

Ähnliche Bedingungen werden im südlichen Großen Belt angetroffen. Dieses veranschaulichen gleichzeitige Beobachtungen in der nordöstlichen Kieler Bucht im Frühsommer 1979. Die tiefpaßgefilterten Zeitreihen (  $T > 1 \text{ d}$  ) in Abb. 9 vermitteln einen Eindruck von der Gleichzeitigkeit von Ein- und Ausstromsituationen in den Rinnen. Sie werden zusammen mit der zonalen und meridionalen Windstresskomponente,  $\tau^x$  und  $\tau^y$ , und dem täglichen Wasserstand im Fehmarn Belt ( Pegelstation "Marienleuchte" ) dargestellt. Aufgrund der geschilderten Datenausfälle durch Überfischen der Meßanordnungen ist dieser Vergleich auf 17 Tage beschränkt. Während im südlichen Großen Belt und in der östlichen Vejsnäs-Rinne die Bodenstromrichtungen mit dem großräumigen zonalen Windfeld korrelieren, werden die bodennahen Ein- und Ausstromverhältnisse im Vinds Grav vorübergehend durch die gleichzeitig angeregten Ostseeschwingungen bestimmt ( u.a. G. NEUMANN, 1941; H. WEIDEMANN, 1950; C. WÜBBER und W. KRAUSS, 1979 ).

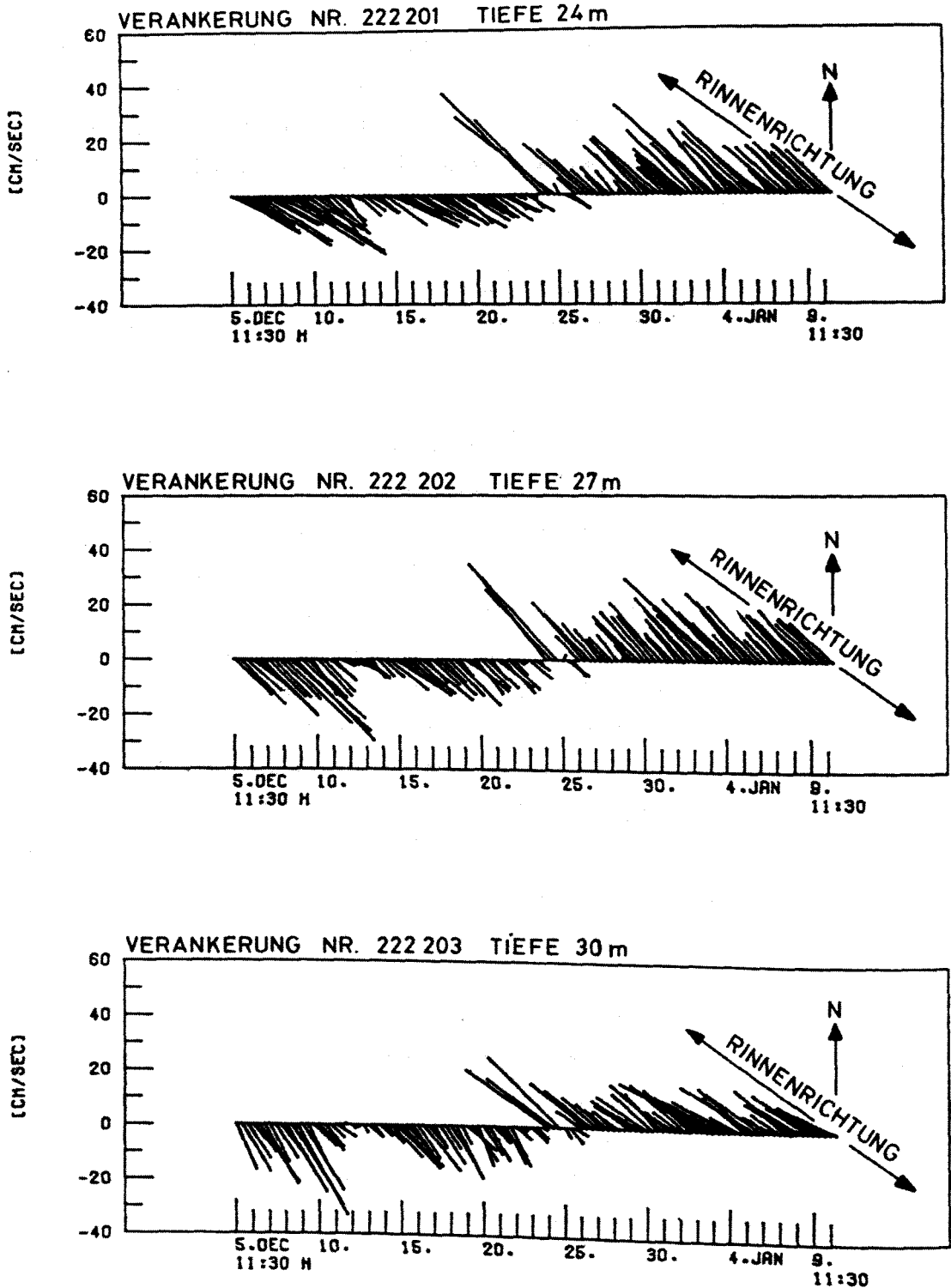


Abb. 4 : Vektor-Zeit-Diagramm vom 5.12.1977 bis 9.1.1978 in  
24, 27 und 30 m Tiefe in der östlichen Vejnsås-Rinne.

Der zweimonatig zeitliche Vergleich im Frühsommer 1979 zwischen Wind und Strömung macht darüber hinaus deutlich, daß die dortigen bodennahen Stromrichtungen nicht immer mit den zonalen Windrichtungen korrelieren ( Abb. 10a ). Als Folge maximaler Süßwasserzufuhr in die Ostsee zu dieser Jahreszeit werden die Schichtungsverhältnisse im Fehmarn Belt vom Vordringen des salzreichen Kattegatbodenwassers bestimmt. Aufgrund der kontinuierlichen bodennahen Temperatur- und Salzgehaltsmessungen in den Rinnen ist die Frontwanderung durch die nordöstliche Kieler Bucht festgehalten worden ( Abb. 11 ). Mit einem Salzgehaltssprung von ca. 7.5 ‰ erreicht sie am 13.4.1979 den Meßort im südlichen Großen Belt ( Abb. 1 ) und am 21.4.1979 den im Vinds Grav ( Fehmarn Belt ). Der Abstand zwischen den beiden Punkten beträgt  $\approx 13$  sm. Für diese Entfernung benötigt die Front 8 Tage, wonach die mittlere Frontgeschwindigkeit ca.  $3.5 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$  betragen muß.

Abb. 5a u. 6a: Tagesmittelwerte der hydrographischen Beobachtungen in der östlichen Vejsnäs-Rinne ( 27 m ) sowie der meteorologischen Bedingungen am Beispiel der Beobachtungen der Wetterstation "Kelds Nor" (Langeland) im Zeitraum Juli 1975 bis April 1976 und April 1976 bis Juli 1976.

Abb. 7a: Tagesmittelwerte der hydrographischen Beobachtungen im Vinds Grav ( 20 m ) sowie der meteorologischen Beobachtungen auf dem Feuerschiff "Fehmarn Belt" ( nach DEUTSCHER WETTERDIENST, 1979 ) im Zeitraum März 1979 bis Juni 1979.

Abb. 5b, 6b u. 7b: Tagesmittelwerte der Wasserstände zwischen dem Skagerrak ( Pegelstation "Hirtshals" ) und der Bornholm See ( Pegelstation "Hammerhavn" oder "Christiansø" ) in Zeiträumen Juli 1975 bis April 1976, April 1976 bis Juli 1976 und März 1979 bis Juni 1979.

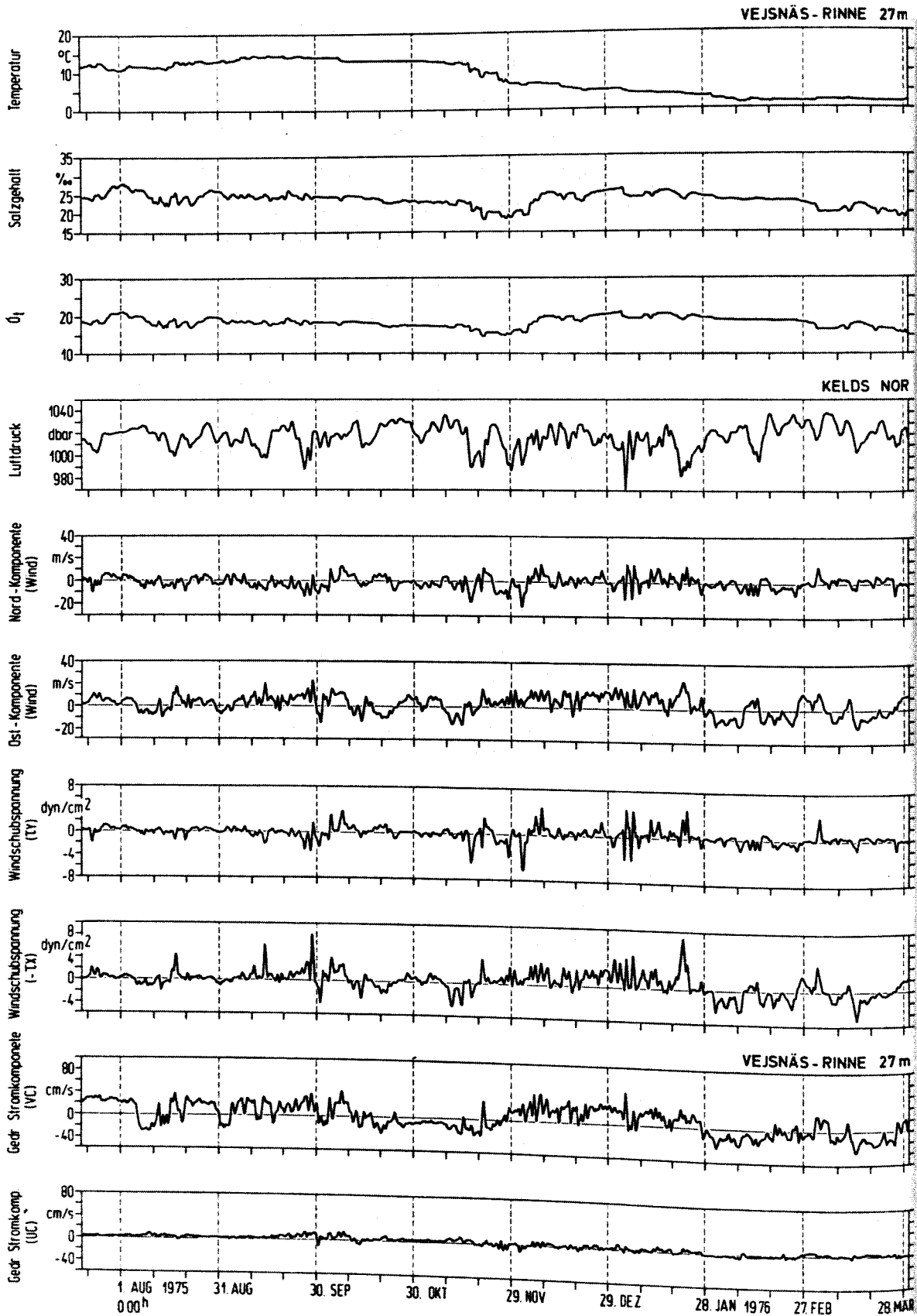


Abb. 5a: Text s. Seite 11



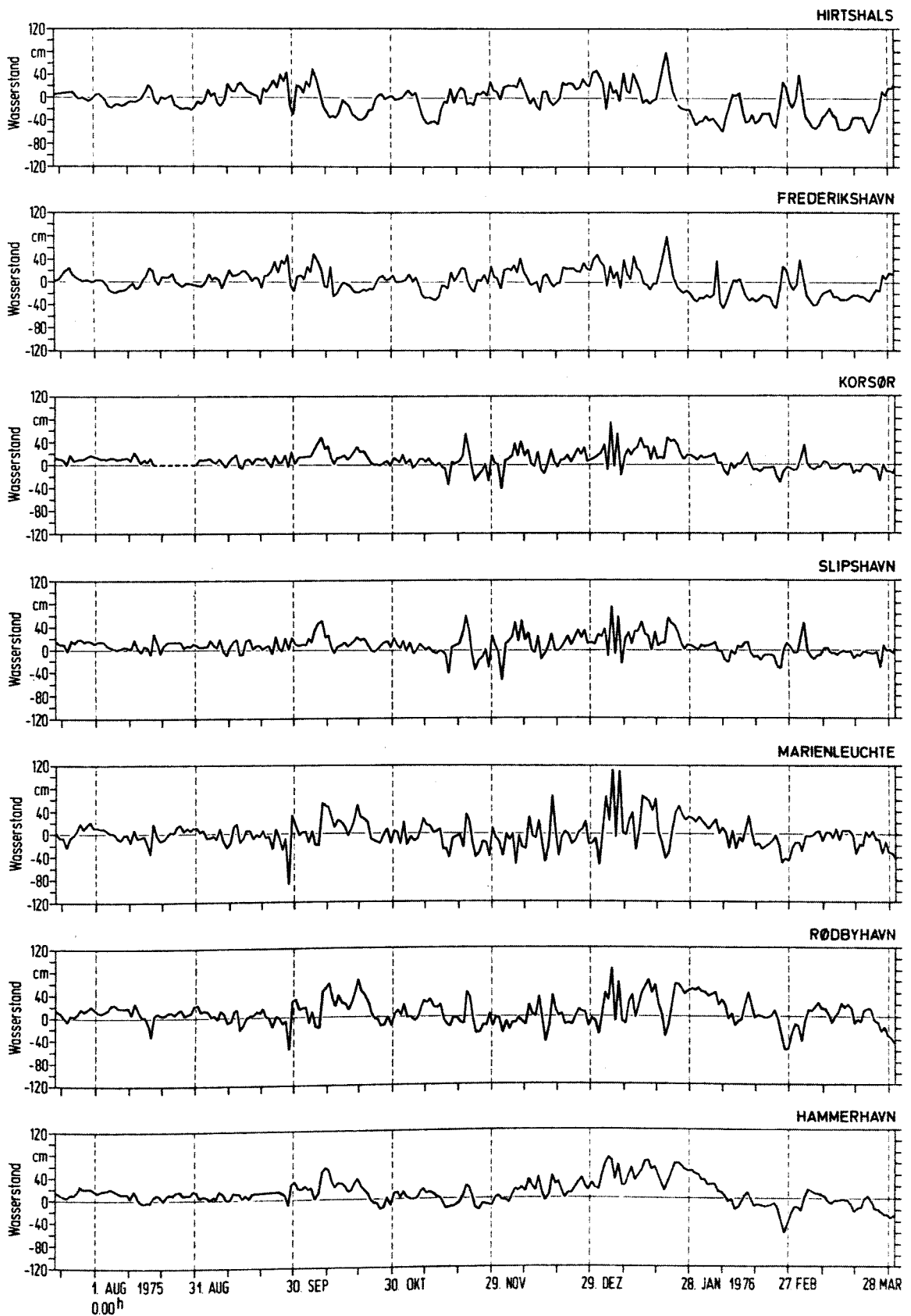


Abb. 5b : Text s. Seite 11

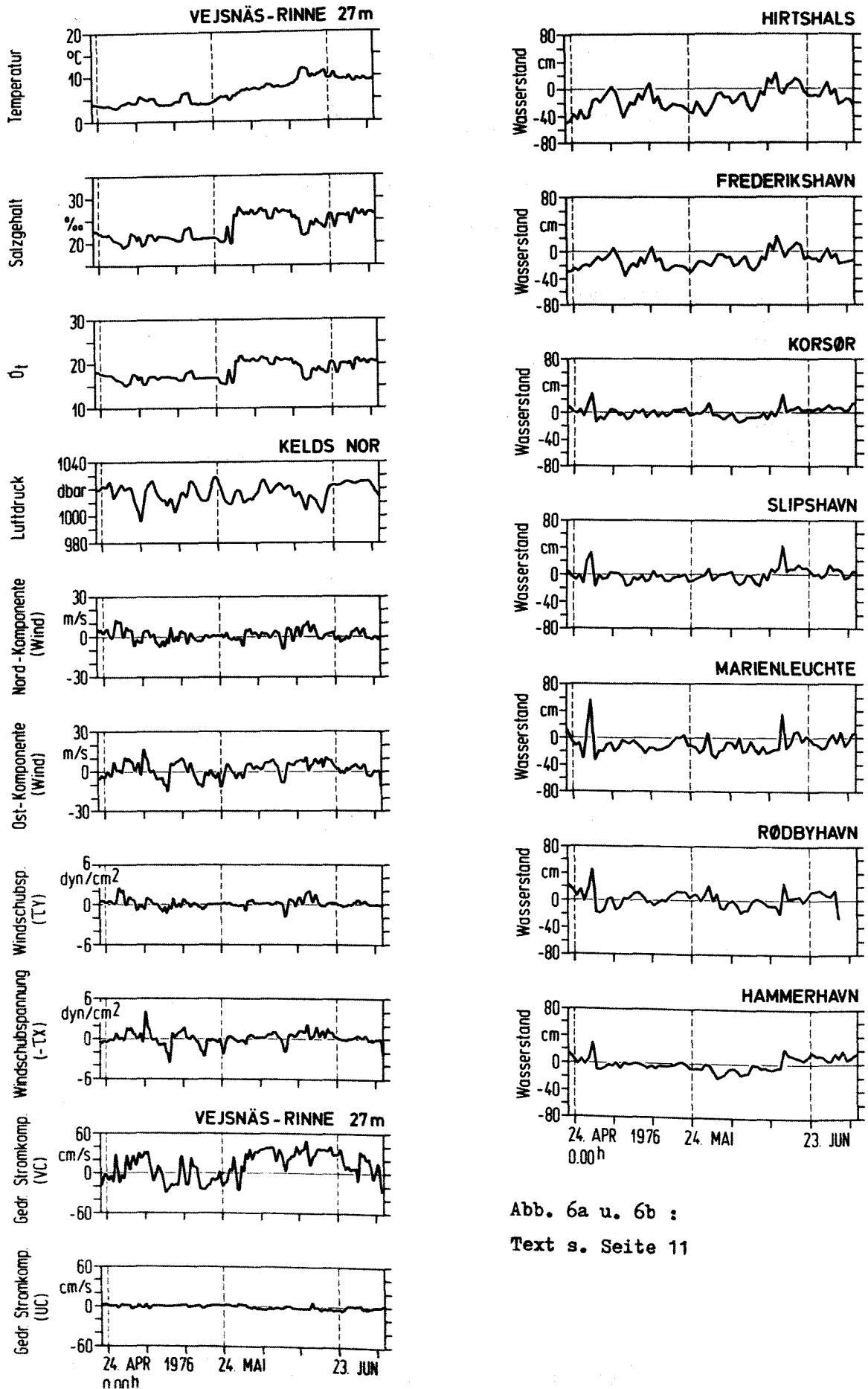


Abb. 6a u. 6b :

Text s. Seite 11

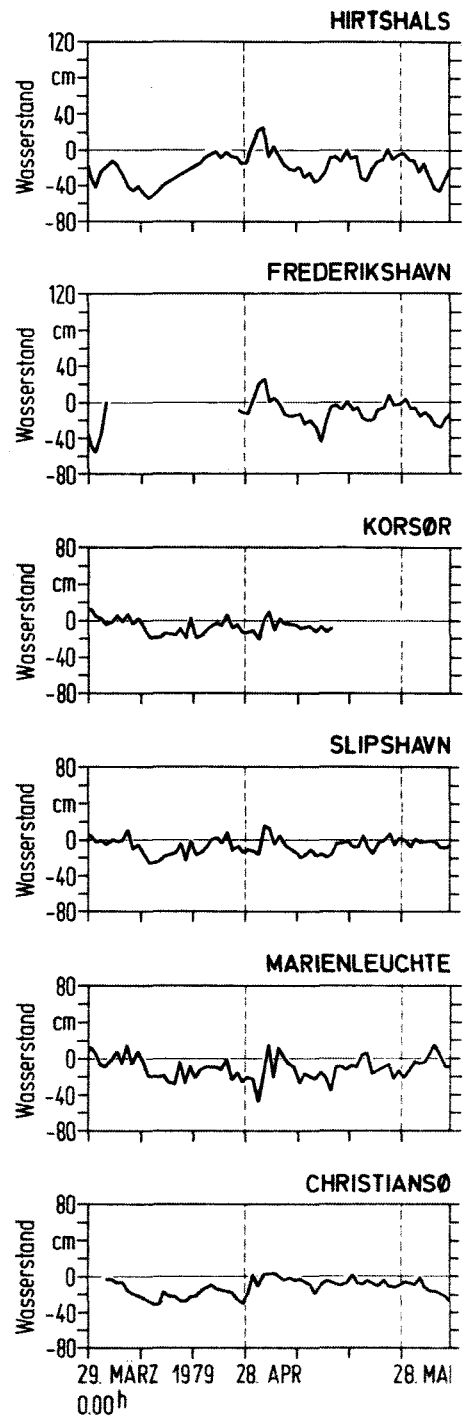
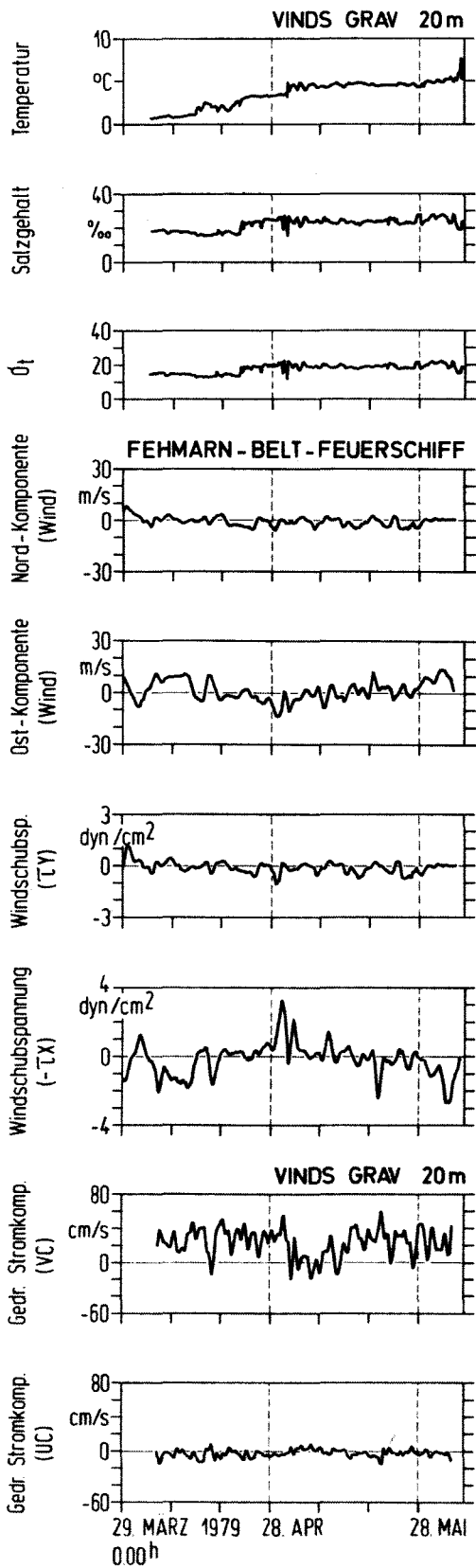


Abb. 7a u. 7b : Text s. Seite 11

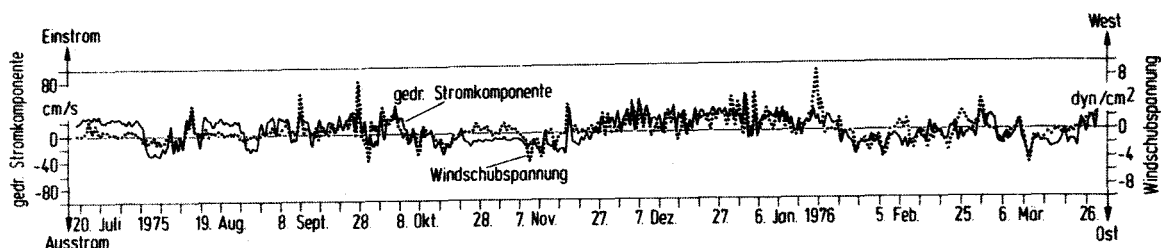


Abb. 8 : Zeitlicher Vergleich für Fluktuationen  $> 1$  d zwischen der gedrehten Stromkomponente, östliche Vejsnäs-Rinne ( 27 m ), und der aus Winddaten der Wetterstation "Kelds Nor" (Langeland) berechneten Westostkomponente der Windschubspannung nach Tiefpaßfilterung für den Zeitraum Juli 1975 bis April 1976 ( $\Delta t = 3$  Std. )

Die Beobachtungen in den Rinnen zusammen mit den hydrographischen Schnitten vom 5.4. - 18.5.1979 ( Abb. 12a - 12e ) veranschaulichen, welche zeitlichen und räumlichen Salzgehaltsänderungen zu dieser Jahreszeit in der nordöstlichen Kieler Bucht anzutreffen sind. Der haline Schnitt vom 23.4.1979 ( Abb. 12c ) weist Salzgehaltsunterschiede von 17 ‰ auf. In dieser quasi -2-geteilten Wassersäule mit salzarmen Ostseewasser in der Oberschicht und salzreichem Kattegatbodenwasser in der Unterschicht ist zu erwarten, daß nur westliche Winde mit den Bodenstromschwankungen in den Rinnen der nordöstlichen Kieler Bucht korrelieren. Die von ihnen großräumig erzeugten Gefällsströme fördern zu dieser Jahreszeit den schichtungsbedingten Einstrom in der Unterschicht, während östliche Winde infolge der ausgeprägten vertikalen Dichtegradienten nur den oberflächennahen Ausstrom in der Beltsee beeinflussen können. ( G. WOLF, 1972 ). So ist zu verstehen, warum im Frühsommer 1979 im Vinds Grav die Bodenstromschwankungen nicht zu jeder Zeit mit dem großräumigen Windfeld korrelieren ( Abb. 10a ).

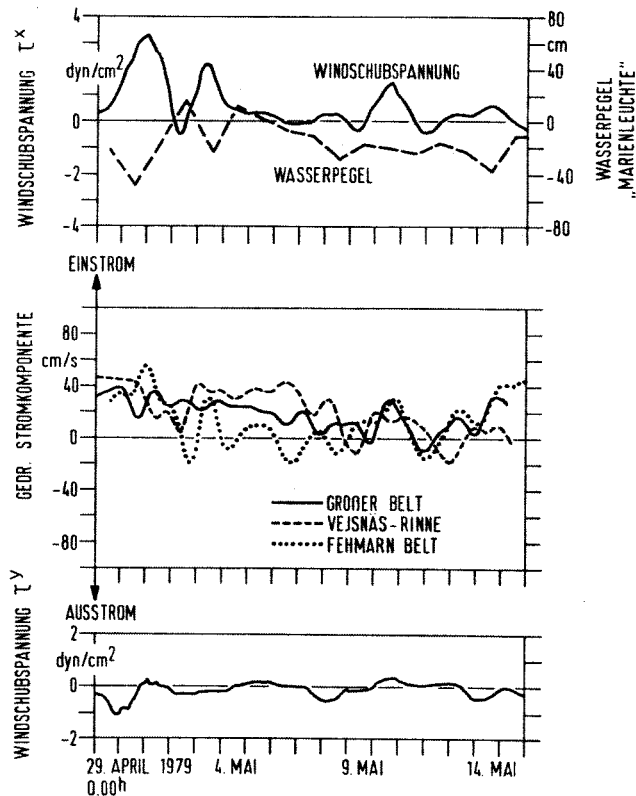


Abb. 9 : Tiefpaßgefilterte Zeitreihen (  $T > 1$  d ) der aus Winddaten vom Feuerschiff "Fehmarn Belt" berechneten Komponenten der Windschubspannung und der in Rinnenachsenrichtung gedrehten Stromkomponenten im südlichen Großen Belt ( 26 m ), in der östlichen Vejsnäs-Rinne ( 24 m ) und im Vinds Grav ( 20 m ) sowie die Tagesmittelwerte der Pegelstation "Marienleuchte".

In der östlichen Vejsnäs-Rinne wird zur gleichen Jahreszeit, hier am Beispiel Frühsommer 1976 ( Abb. 10b ), eine bessere Korrelation zwischen den Bodenstromschwankungen und dem großräumigen Windfeld beobachtet. Trotz ausgeprägter Schichtungsverhältnisse als Folge des jahreszeitlich bedingten Einstroms von salzreichem Kattegatbodenwasser in diesen Monaten ist dort weiterhin, wie zu den anderen Jahreszeiten gezeigt ( Abb. 8 ), ein Ausstrom bei östlichen Winden und ein Einstrom bei westlichen Winden zu erwarten. Diese ganzjährige Richtungsabhängigkeit der bodennahen Strömungen in der östlichen Vejsnäs-Rinne vom zonalen Windfeld ist durch Windstaueffekte in der Kieler Bucht zu ver-

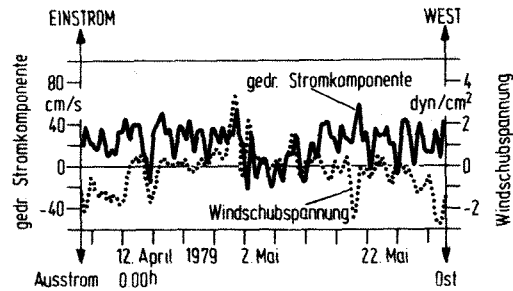


Abb. 10a : Tiefpaßgefilterte Zeitreihen (  $T > 1$  d ) der aus Winddaten vom Feuerschiff " Fehmarn Belt " berechneten Westostkomponente der Windschubspannung und der in Rinnenachsenrichtung gedrehten Stromkomponente im Vinds Grav ( 20 m ) im Frühsommer 1979.

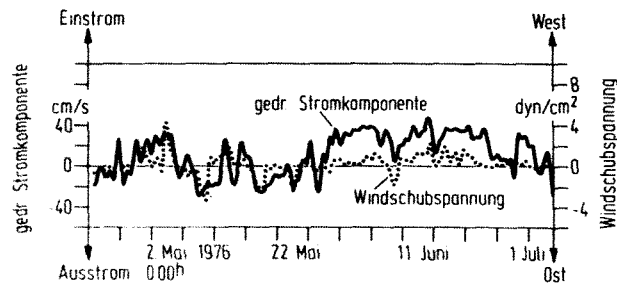


Abb. 10b : Tiefpaßgefilterte Zeitreihen (  $T > 1$  d ) der aus Winddaten der Wetterstation " Kelds Nor " ( Langeland ) berechneten Westostkomponente der Windschubspannung und der in Rinnenachsenrichtung gedrehten Stromkomponente in der östlichen Vejsnäs-Rinne ( 27 m ) im Frühsommer 1976

stehen: Stärkere westliche Winde drücken in Oberflächennähe das Wasser aus der Kieler Bucht heraus. Sie bewirken zunächst an der Westküste der Bucht eine Wasserstandserniedrigung. Aus Kontinuitätsgründen dringt solange Wasser in den tiefen Regionen des Rinnensystems in die Kieler Bucht ein, bis das entstandene Volumendefizit ausgeglichen ist. Bei anhaltender Westwindlage werden diese Ausgleichsströme durch die sich großräumig einstellende Einstromsituation in die Ostsee

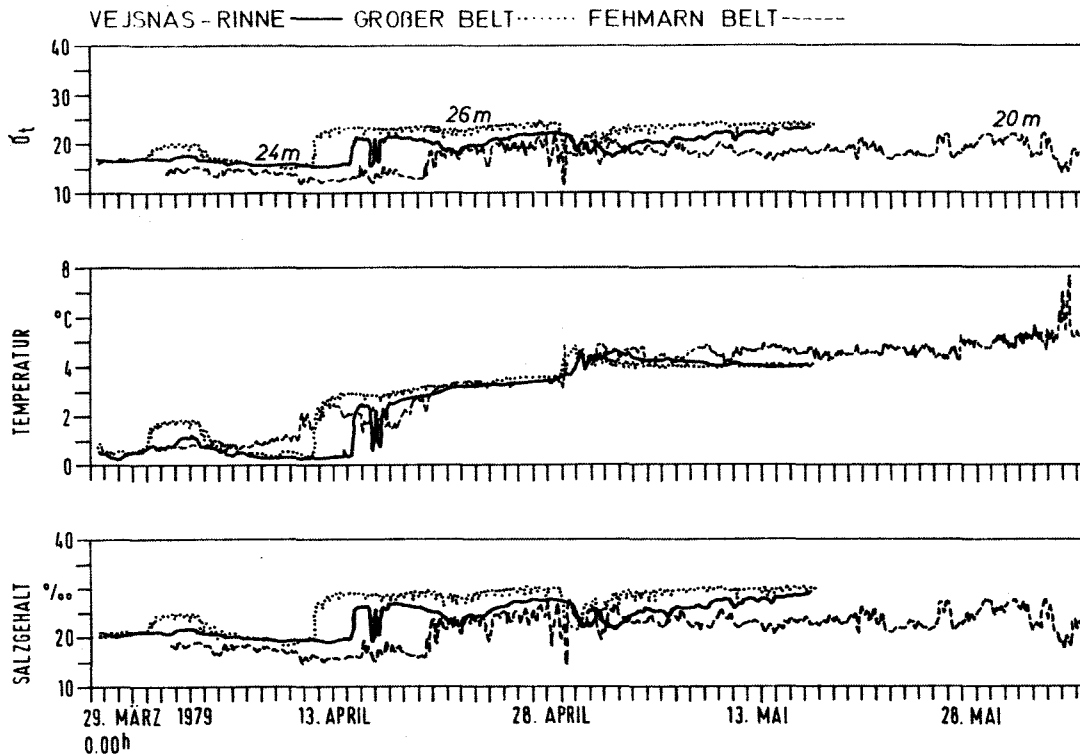


Abb. 11 : Ein Vergleich der bodennahen Temperatur-, Salzgehalts- und Dichteschwankungen in den Rinnen der nordöstlichen Kieler Bucht im Frühsommer 1979.

aufrechterhalten. Östliche Winde bewirken entgegengesetzte Verhältnisse. Welche Geschwindigkeiten dabei den Strömungsschwankungen in der östlichen Vejsnäs-Rinne zuzuordnen sind, verdeutlicht die Häufigkeitsverteilung für die Periode Juli 1975 bis März 1976 ( Abb. 13 ) : Einstrom ist am häufigsten mit  $\approx 20 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ , Ausstrom mit  $\approx 9 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$  zu erwarten. Darüber hinaus zeigt die Verteilung, wie auch die 3-dimensionale Häufigkeitsverteilung für den gesamten Beobachtungszeitraum ( Abb. 14 ), daß höhere Geschwindigkeiten stets mit einer Einstromlage verbunden sind. Der Mittelwert beträgt  $+ 3.3 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ , wodurch sich im Mittel mehr Einstrom in das Rinnensystem widerspiegelt, und die Standardabweichung beträgt  $\pm 19.6 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ . Das Verhältnis der Standardabweichung zum Mittelwert von  $\approx 6$  zeigt sich in guter Übereinstimmung mit den Beobachtungen zur gleichen Zeit im Großen Belt, wo das Verhältnis von der Größenordnung 10 anhand täglicher Transportraten gefunden wird ( T.S. JAKOBSEN, 1980 ). Diese

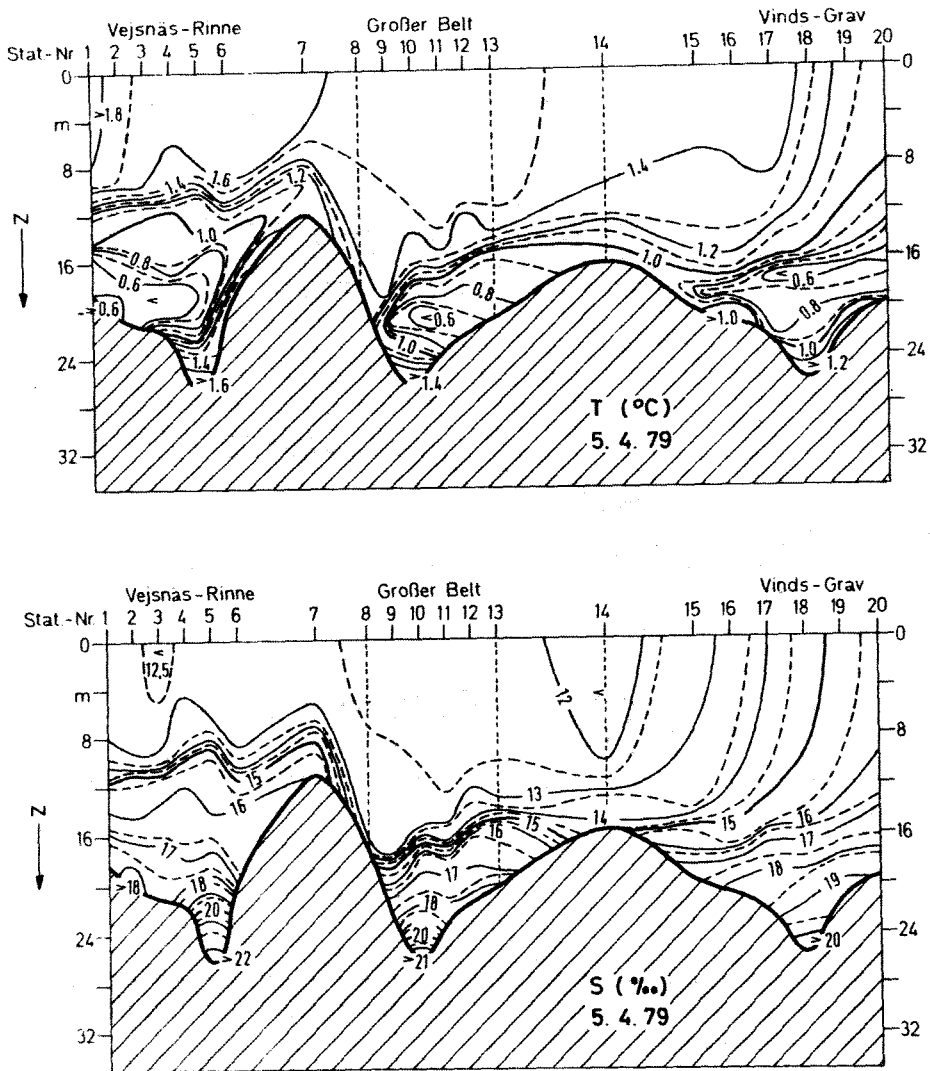


Abb. 12a : Temperatur- und Salzgehaltsschnitt quer zu den Rinnen in der nordöstlichen Kieler Bucht im Frühsommer 1979 ( s. Abb. 1 : Stationsnetz ). Tagesmittel: E - Wind, 24 kn.

statistische Aussage verdeutlicht, daß die Stromzirkulation in der nordöstlichen Kieler Bucht starken Schwankungen ausgesetzt ist, da sowohl die Einflüsse aus dem Kattegat als auch die aus der Ostsee die Region erreichen.

### 3.2 Kurzzeitige Einzelereignisse

Die Langzeituntersuchungen in der östlichen Vejsnäs-Rinne zeigen anhand der dreidimensionalen Häufigkeitsverteilung in Abb. 14, daß Extremsituationen mit hohen Bodengeschwindigkeiten  $> 50 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$  nur in Verbindung mit einem Einstrom (  $300^\circ - 315^\circ$  ) in das Rinnensystem der Kieler Bucht zu erwarten sind.



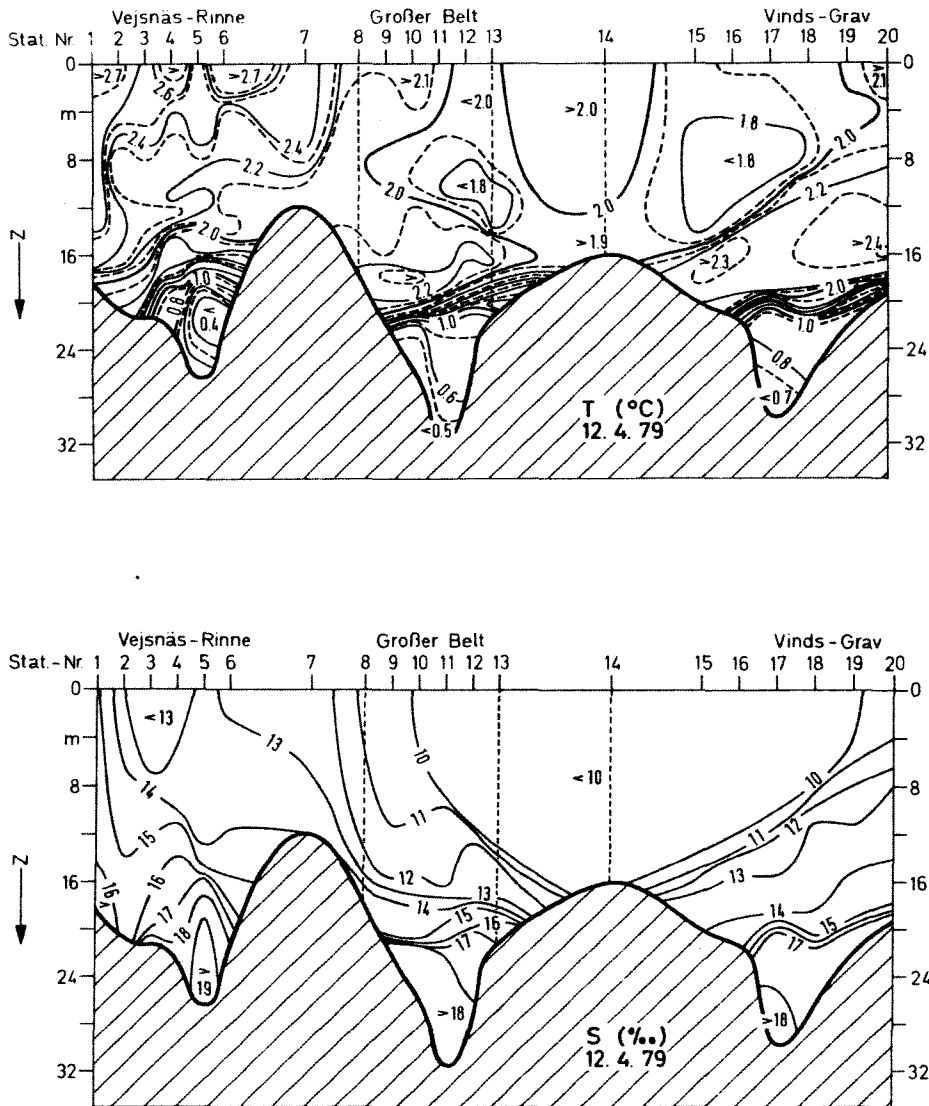


Abb. 12b : Text s. Abb. 12a. Tagesmittel: E - Wind, 15 kn.

Derartige Stromspitzen werden äusserst selten beobachtet. Anfang Dezember 1975 registriert die Meßanordnung zum ersten Mal hohe Stromgeschwindigkeiten in der Wassersäule. Die vertikale Verteilung in Abb. 15 zeigt Maximalgeschwindigkeiten von über  $90 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$  im 17 m Tiefenniveau. Um den 7.12. erscheinen 4 Stromspitzen, die infolge des Reibungseinflusses zum Boden hin abnehmen. Eine weitere Stromspitze wird Anfang Januar 1976 mit Geschwindigkeiten über  $100 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$  gemessen ( Abb. 16 ), die möglicherweise auf einen Weststurm über die Kieler Bucht zurückzuführen ist ( s. Luftdruck in Abb. 5a ). Da während der ersten geschilderten Extrem-

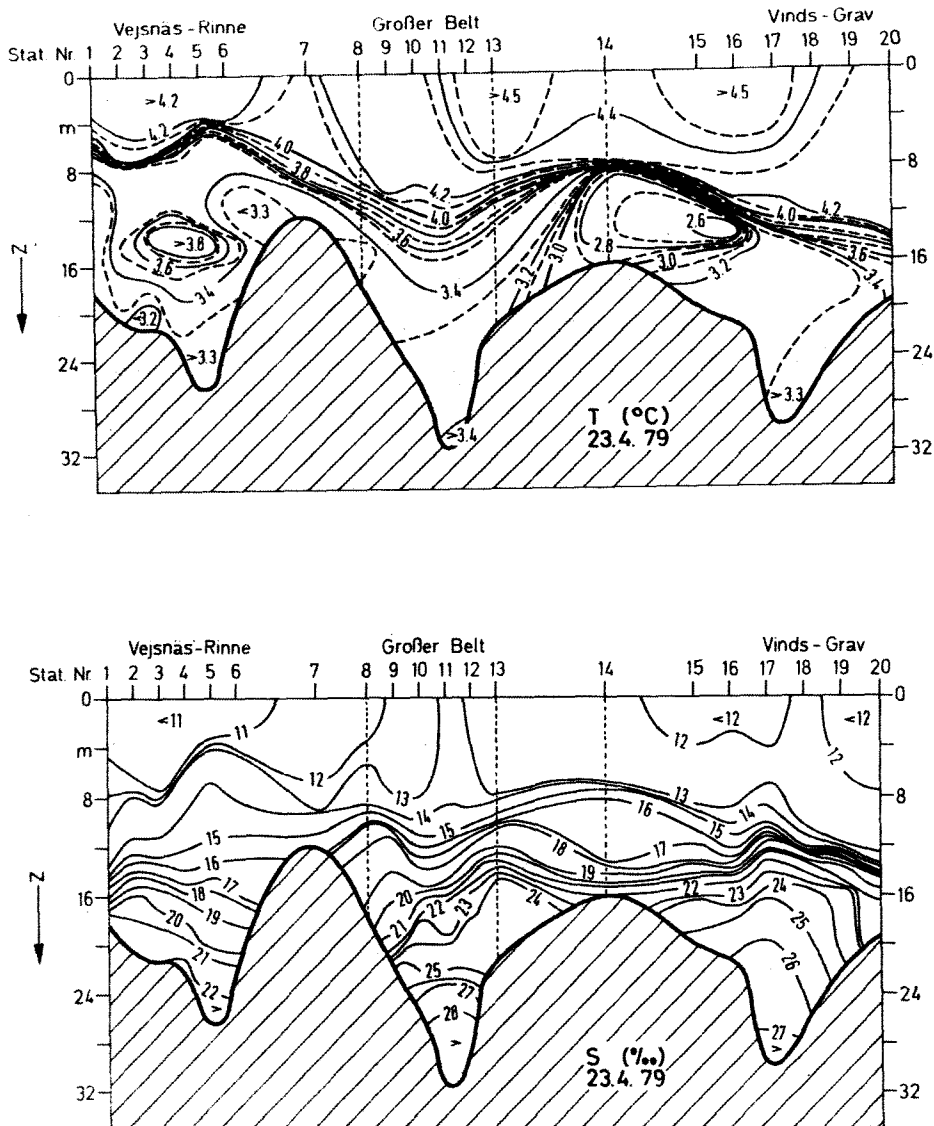


Abb. 12c : Text s. Abb. 12a. Tagesmittel: SE - Wind, 12 kn.

situation im Vergleich zur zweiten gemäßigte Windverhältnisse über der Beltsee herrschten, sind derart selten auftretende Stromspitzen nicht durch lokale Windspitzen allein zu erklären.

Zu den Ursachen von Stromspitzen in den Rinnen der Beltsee ist bisher noch sehr wenig gesagt worden. Ihre Wirkungen sind dagegen bekannter: Hohe Bodenstromgeschwindigkeiten bilden in den Rinnen zwischen Kattegat und Ostsee im Sediment sogenannte Strömungsmarken, wie zum Beispiel "Cometenmarken" ( F. WERNER und R.S.NEWTON, 1975; F. WERNER et al., 1980 ), die das extreme Stromereignis über einen längeren Zeitraum im Übungsgebiet morphologisch speichern können (A. KUIJPERS, 1980 ).

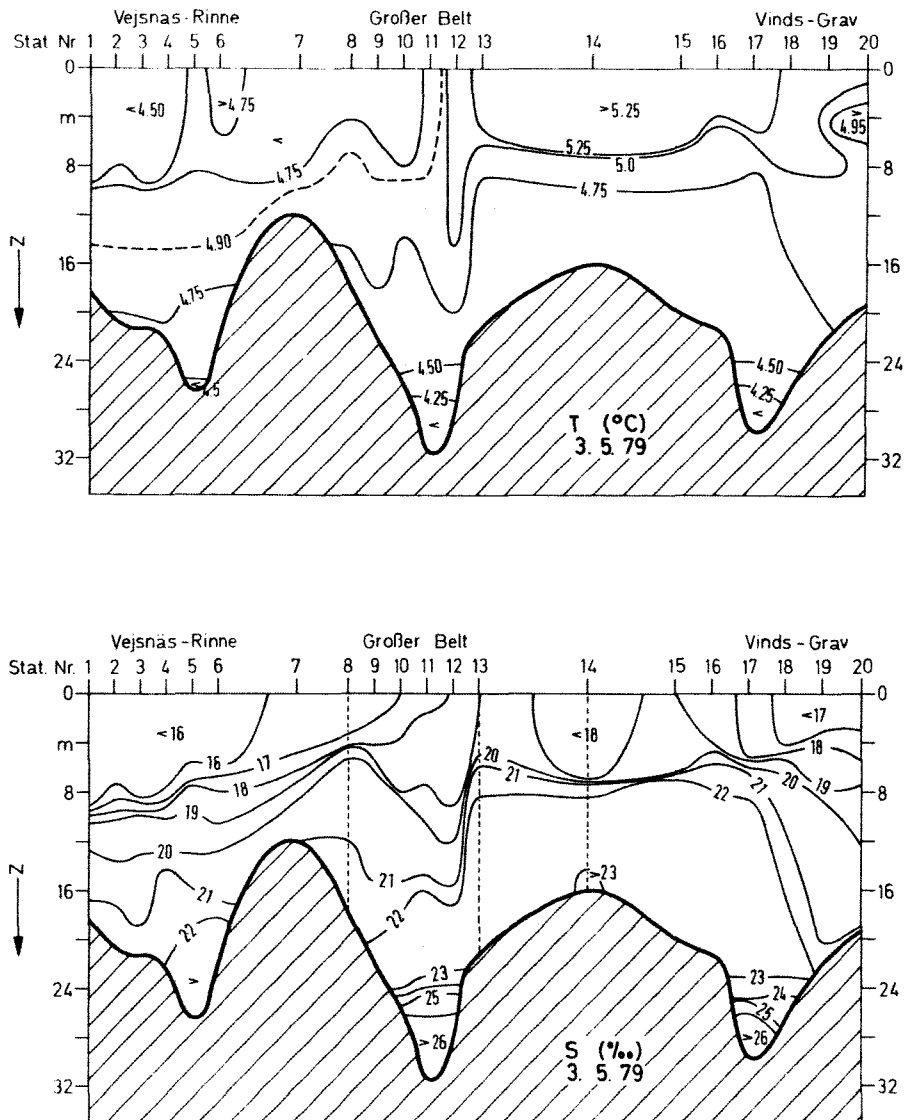


Abb. 12d : Text s. Abb. 12a. Tagesmittel: W - Wind, 20 kn.

Aus Tankversuchen ist bisher bekannt, daß "Cometenmarken" eine quasi-endliche Form bei Geschwindigkeiten ca.  $> 60$  cm/sec erreichen. Um über die Ursachen hoher Bodenstromgeschwindigkeiten eine Aussage machen zu können, wird der Begriff "Extremsituation" zunächst allgemeiner definiert.

Der vorliegende achtmonatige Datensatz ( Abb. 5a u. 5b ) eröffnet die Möglichkeit, anhand von vorher aufgestellten Kriterien Anhaltspunkte für außergewöhnliche Situationen herauszufiltern. Dazu wird die in Rinnenachsenrichtung gedrehte Strömungskomponente nach der Häufigkeit hoher Einstromgeschwindigkeiten  $> + 50$  cm/sec sowie Ausstromgeschwin-

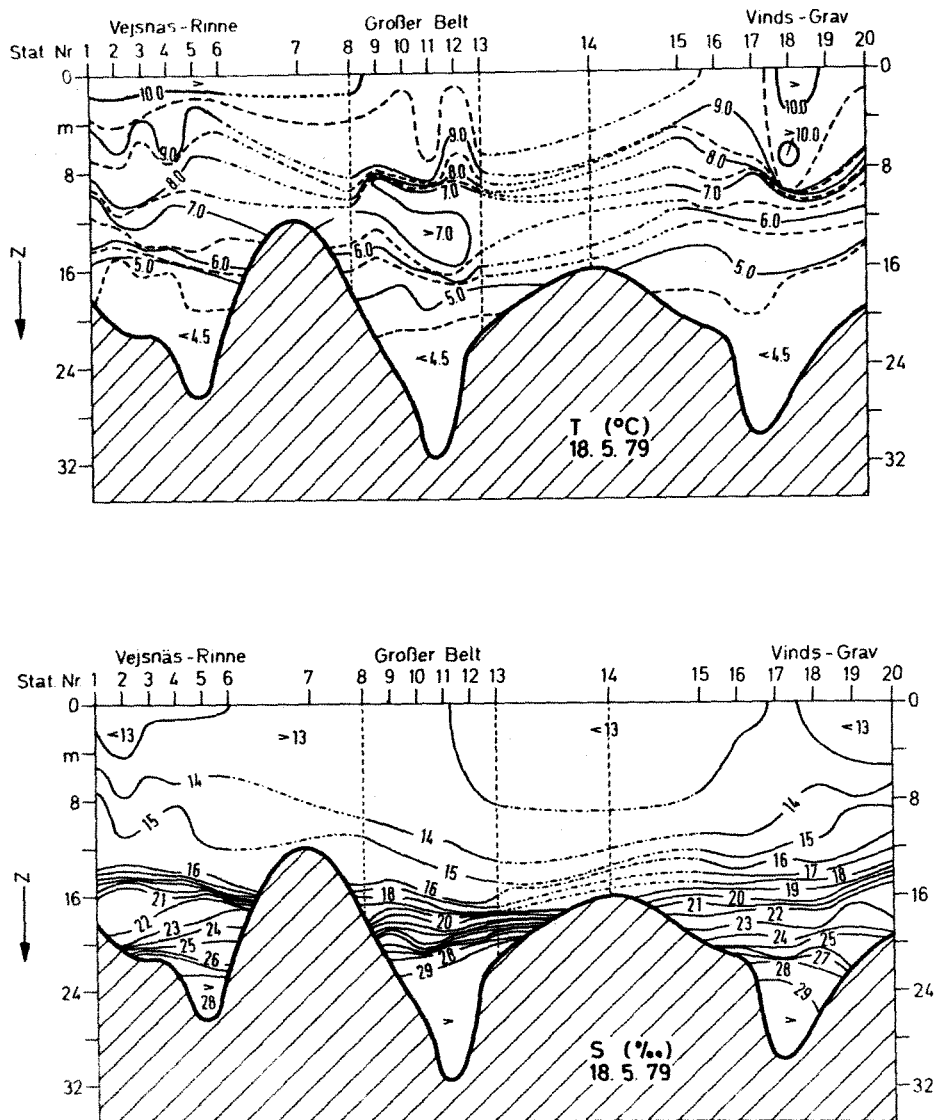


Abb. 12e : Text s. Abb. 12a.

Profilmessungen bei den Stationen 7 und 14 konnten nicht durchgeführt werden.

Tagesmittel: SE - Wind, 8 kn.

digkeiten  $< - 35$  cm/sec, und die westöstliche Windstresskomponente nach hohen positiven  $> + 7$  dyn/cm<sup>2</sup> (starke westliche Winde) sowie negativen Windschubspannungen  $< - 5$  dyn/cm<sup>2</sup> (starke östliche Winde) abgefragt. Das Ergebnis dieser Abfrage ist in der Diagonalen der Tabelle 1 zusammen mit der Häufigkeit der beobachteten Kombinationen der Abfragekriterien aufgetragen, wobei nie mehr als zwei Kriterien in einem Zeitraum von 6 Tagen zugleich erfüllt werden. Ein erstes Ergebnis dieser

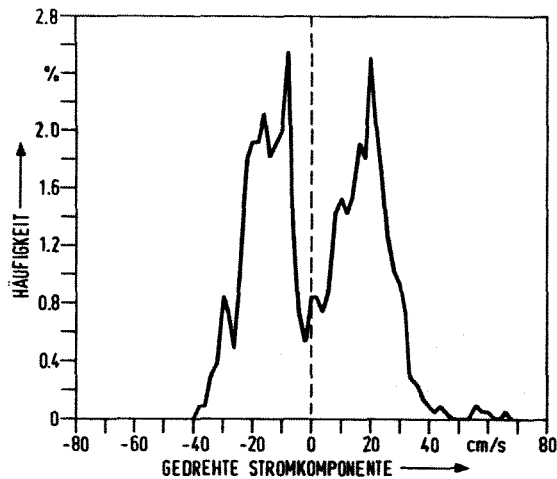


Abb. 13 : Häufigkeitsverteilung der Bodenstromgeschwindigkeiten in der östlichen Vejnsås-Rinne ( 27 m ).  
Wertanzahl = 2072,  $\Delta t = 3$  Std.,  $\Delta v = 2 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ ,  
Standardabweichung  $\sqrt{\langle v_i^2 \rangle} = \pm 19.6 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ ,  
Mittelwert  $\bar{v} = +3.3 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$  in der Periode Juli 1975 bis März 1976.

	Einstrom $> + 50 \frac{\text{cm}}{\text{sec}}$	Ausstrom $< - 35 \frac{\text{cm}}{\text{sec}}$	Westwind $> + 7 \frac{\text{dyn}}{\text{cm}^2}$	Ostwind $< - 7 \frac{\text{dyn}}{\text{cm}^2}$
Einstrom $> + 50 \frac{\text{cm}}{\text{sec}}$	2	-	1	-
Ausstrom $< - 35 \frac{\text{cm}}{\text{sec}}$	-	4	1	1
Westwind $> + 7 \frac{\text{dyn}}{\text{cm}^2}$	1	1	6	-
Ostwind $< - 5 \frac{\text{dyn}}{\text{cm}^2}$	-	1	-	2

Tabelle 1: Häufigkeit von Extremsituationen im zonalen Windfeld über der Kieler Bucht und in den bodennahen Strömungen der Vejnsås-Rinne.

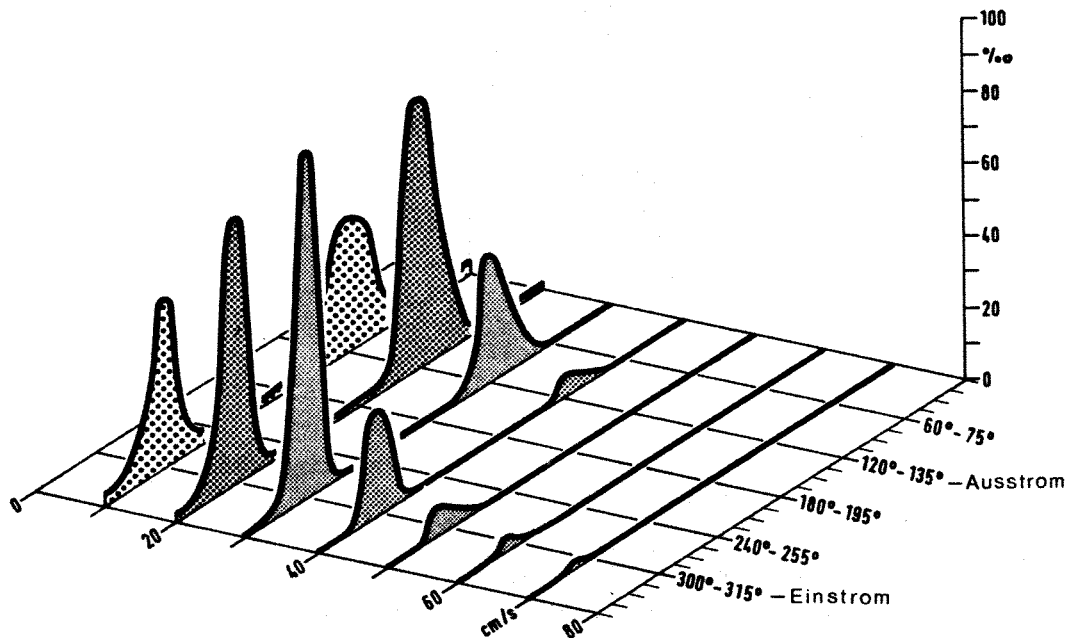


Abb. 14 : Dreidimensionale Häufigkeitsverteilung der bodennahen Strömungsverhältnisse in der östlichen Vejsnäs-Rinne, Wertanzahl  $N = 104403$  der 10-minütigen Registrierungen im Zeitraum Juli 1975 bis März 1978.

einfachen Abfrage ist, daß in ca. 8 Monaten, vorwiegend im Winterhalbjahr, sechsmal starke westliche Winde beobachtet werden, aber diese nur zweimal zusammen mit höheren Bodenstromgeschwindigkeiten angetroffen werden. Um über den zeitlichen Verlauf der in dieser Periode gefundenen 11 "außergewöhnlichen" Situationen eine Aussage machen zu können, werden sechstägige Zeitreihen der westöstlichen Windstresskomponente ( Kelds Nor ), der gedrehten Stromkomponente sowie der Wasserstände in "Strande", die als repräsentativ für Wasservolumenänderungen in der Kieler Bucht angesehen werden, miteinander verglichen ( Abb. 17 a - k ). Die Gegenüberstellung dieser Größen macht deutlich, daß starke westliche Winde nur einmal ( 3.1.1979, Abb. 17 g ) mit hohen Einstromgeschwindigkeiten  $> + 60 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$  in Verbindung stehen. Zu Zeiten anderer gemessener Westwindspitzen ( Abb. 17 a, b, e, i und j ) werden zwar relative Geschwindigkeitserhöhungen zusammen mit Wasserstandserniedrigungen im Westteil der Bucht beobachtet, aber sie können nicht als Strom-

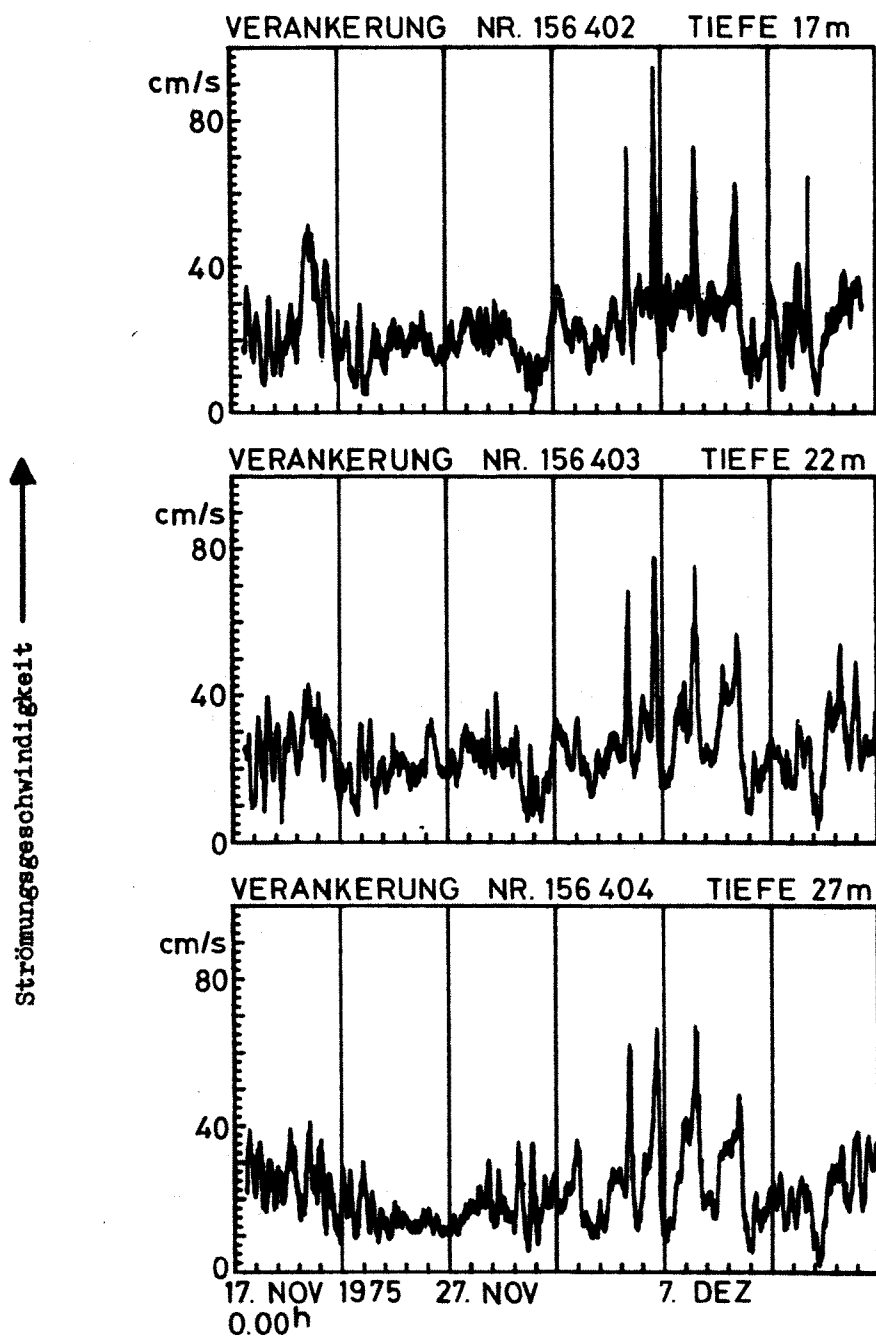


Abb. 15 : Strombetrag vom 17.11.75 - 16.12.75 in 17, 22 und 27 m Tiefe, östlich Vejsnäs - Rinne.

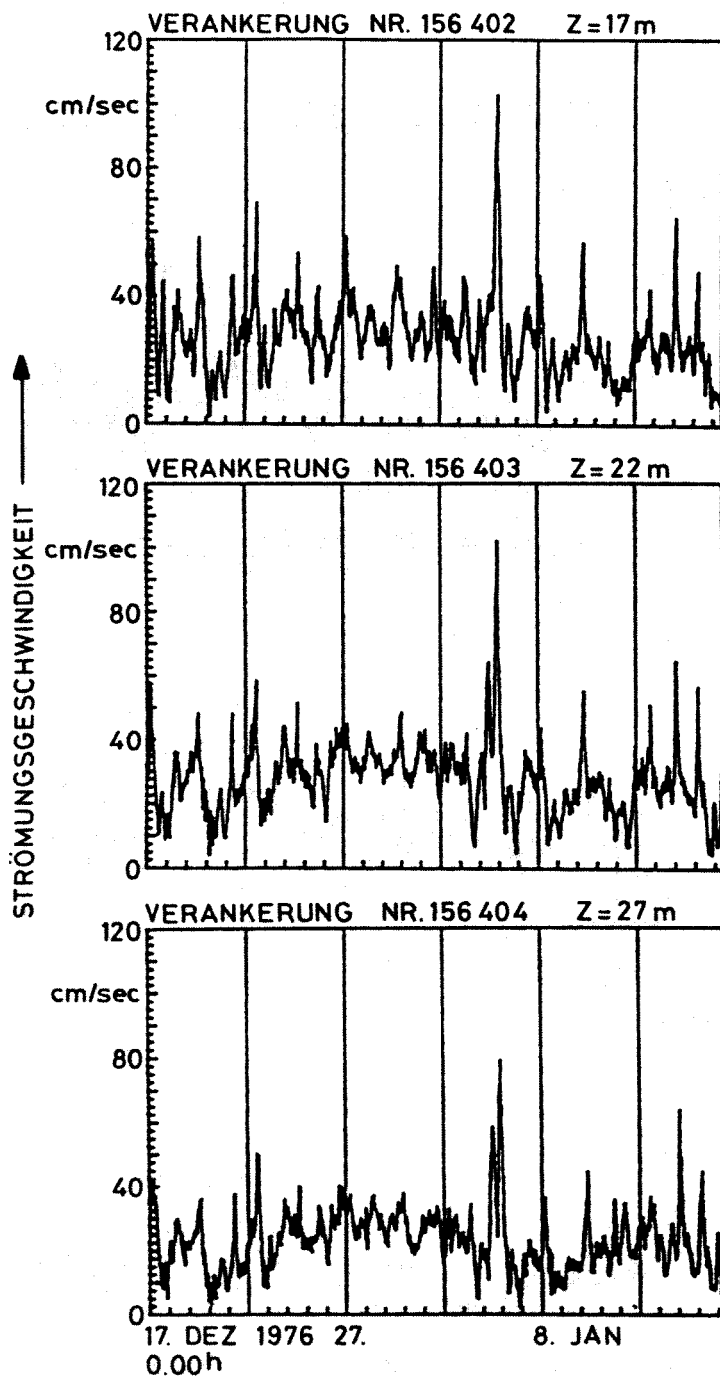


Abb. 16 : Strombetrag vom 17.12.1975 - 15.1.1976 in 17, 22 und 27 m Tiefe, östliche Vejsnäs - Rinne.



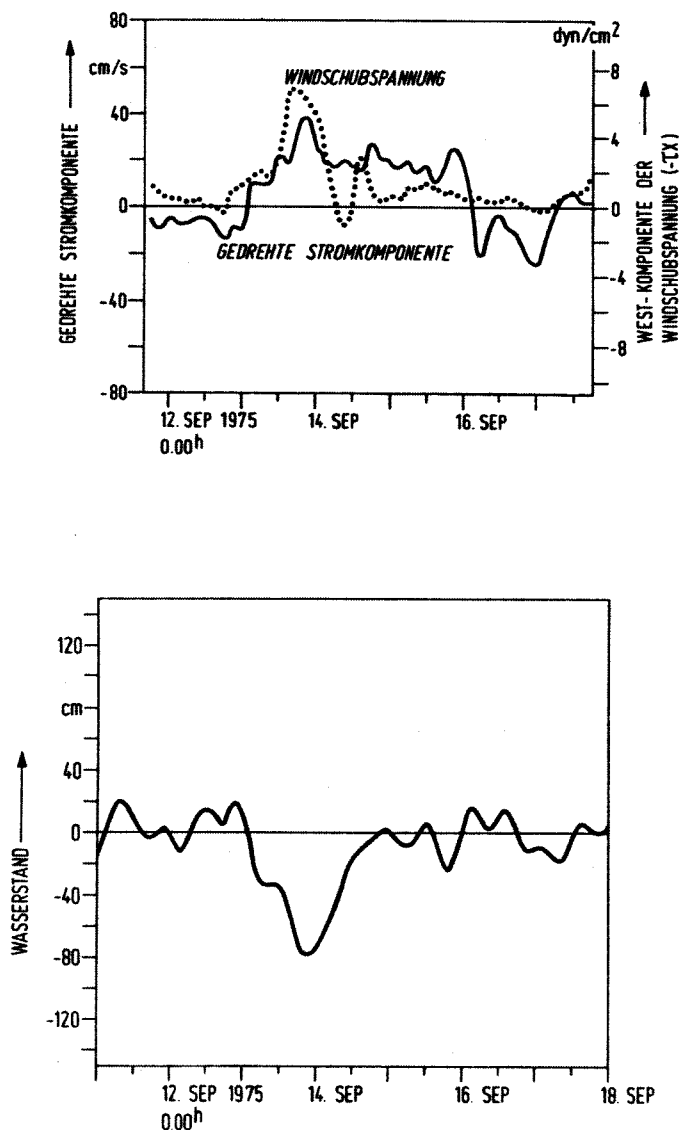


Abb. 17a : Dreistündige Werte der in Rinnenachsenrichtung gedrehten Stromkomponente in der östlichen Vejsnäs-Rinne ( 27 m ) und der aus Winddaten der Wetterstation "Kelds Nor" (Langeland) berechneten Westostkomponente der Windschubspannung sowie die kontinuierliche Pegelaufzeichnung der Station "Strande" ( Kopie aus dem Archiv des WASSER- und SCHIFFFAHRTSAMTES, KIEL ).

spitzen angesehen werden. Die sofortige Richtungsänderung in den bodennahen Strömungen verdeutlicht, daß starke westliche Winde ohne Phasenverschiebung einen Einstrom in das Rinnensystem erzwingen. Östliche Windspitzen bewirken zwar die entgegengesetzten Verhältnisse, doch erfährt die Kieler Bucht zu diesen Zeiten keine starken Volumenänderungen, wodurch folglich während einer Ostwindlage auch keine Stromspitzen

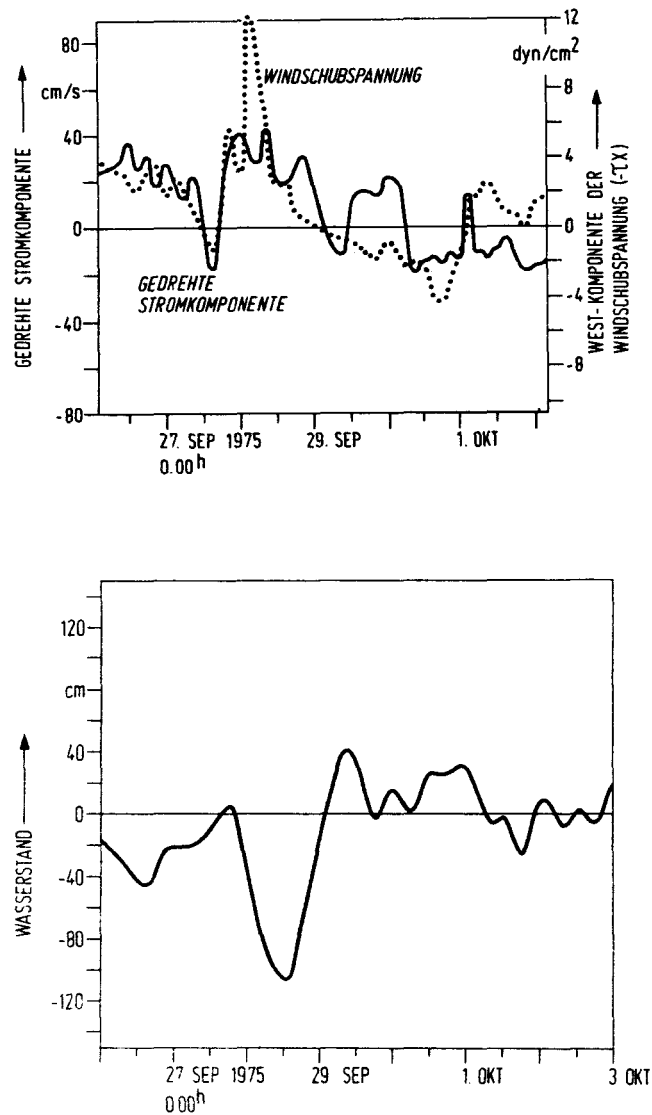


Abb. 17b : Text s. Abb. 17a.

registriert werden, sondern nur ein geringfügig schwankender boden-naher Ausstrom mit niedrigen Stromgeschwindigkeiten ( Abb. 17c, d, h, und k). In dem Zeitraum 4.12. - 9.12.1975 ( Abb. 17f ) werden weitere Stromspitzen beobachtet, die nicht auf Westwindspitzen zurückzuführen sind, da, wie erwähnt, gemäßigte Windverhältnisse über der Beltsee herrschen. Die Kieler Bucht erfährt in diesen Tagen starke Wasservolumenänderungen infolge einer kräftigen Anregung der Ostseeschwingungen, die in den Belten und Buchten westlich der Darsser Schwelle Wasserstandsänderungen hervorrufen. Ähnliche Verhältnisse werden auch während der Westwindspitze und Stromspitze um den 3.1.1976 angetroffen ( Abb. 17g ). Treten stärkere lokale Winde und Eigenschwingungen zur selben Zeit auf, so können in den Stromschwankungen Doppel-

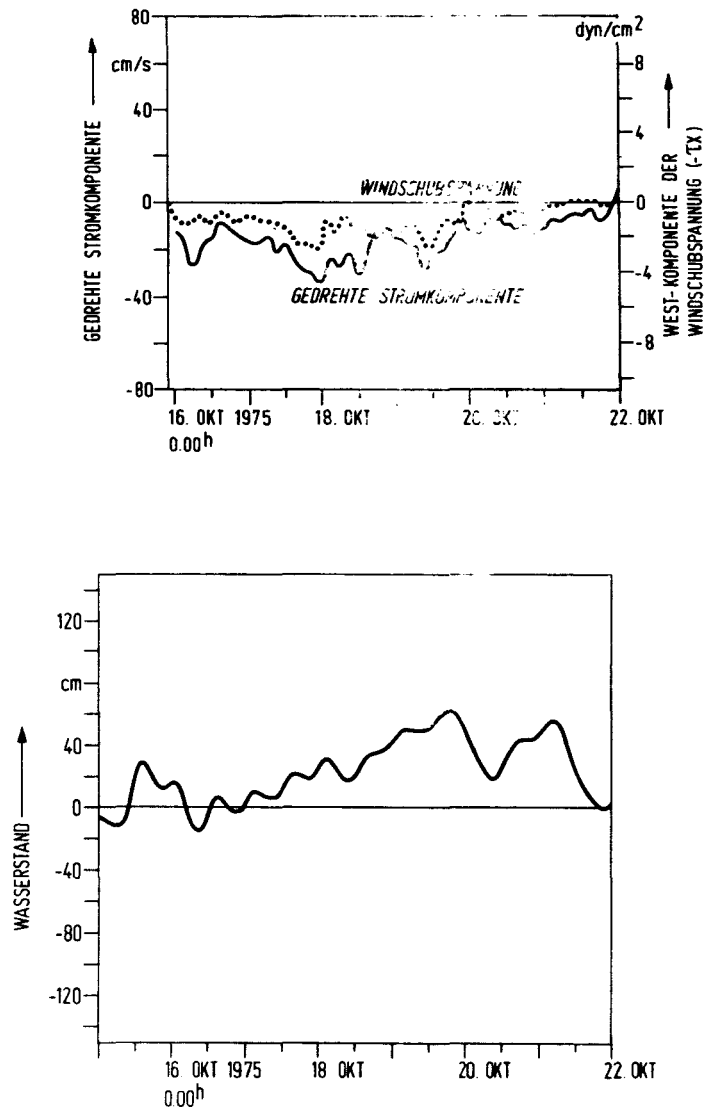


Abb. 17c : Text s. Abb. 17a.

spitzen erzeugt werden, da die Wirkungen sich möglicherweise überlagern. Die Pegelaufzeichnungen der Station "Strande" zeigen, daß die angeregte Eigenschwingung der Ostsee eine mittlere Periode von ca. 40 Std. besitzt. Nach eindimensionalen Rechnungen von G. NEUMANN ( 1941 ) sowie W. KRAUSS und L. MAGAARD ( 1962 ) handelt es sich hierbei um die 1. Schwingungsordnung des Systems " Ostsee - Bottnischer Meerbusen ". Neuere zweidimensionale Rechnungen von C. WÜBBER und W. KRAUSS ( 1979 ) zeigen ebenfalls, daß für die 1. Ordnung auf einer nicht rotierenden Erde in der Ostsee eine ca. 40 Std. Welle existiert. Diese verliert jedoch unter dem Einfluß der Erdrotation den Charakter einer ein-knotigen stehenden Welle. Sie muß daher als Schwingung der gesamten

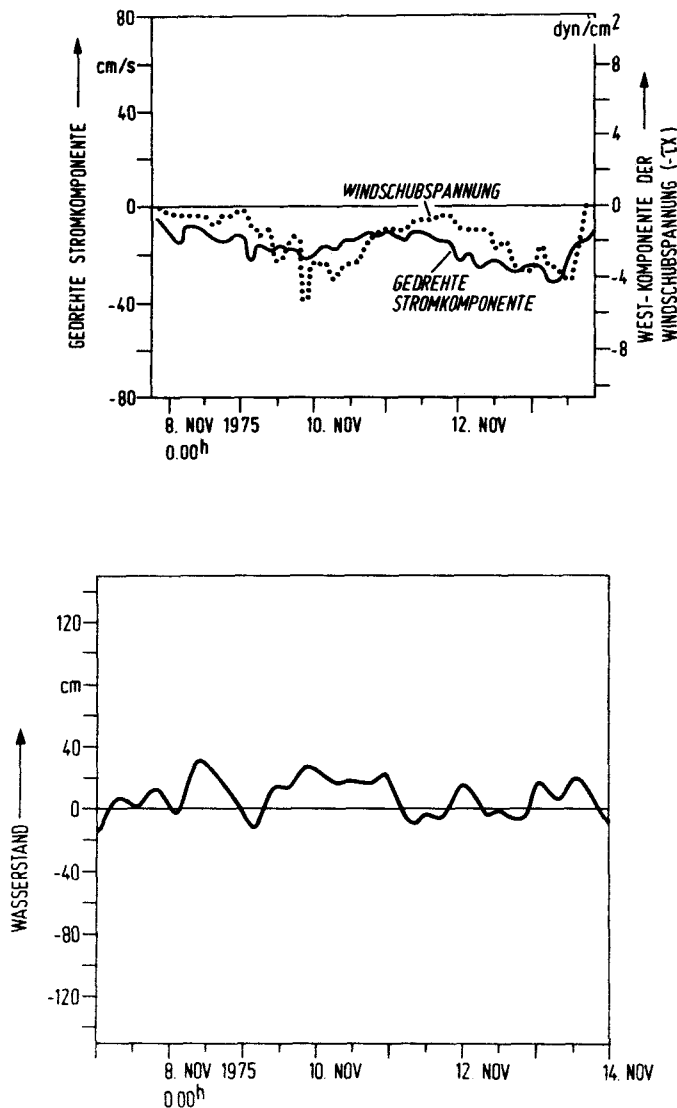


Abb. 17d : Text s. Abb. 17a.

Ostsee angesehen werden, wobei die Periode dieser Ordnung je nach Wahl des breitenabhängigen Coriolisparameters bis ca. 31.0 Std. abnehmen kann.

Zusammenfassend zeigen die 11 beschriebenen kurzzeitigen Einzelereignisse in der Kieler Bucht, daß höhere Bodenstromgeschwindigkeiten in der östlichen Vejsnäs - Rinne nicht allein auf lokale Windspitzen zurückzuführen sind. Die bodennahen Stromspitzen  $> +60 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$  verbunden mit einem Einstrom in das Rinnensystem der Bucht werden vielmehr in den Zeiträumen beobachtet, wo die einknotige Ostseeschwingung eine sehr kräftige Anregung erfährt und die damit verbundenen Wasserstandsänderungen

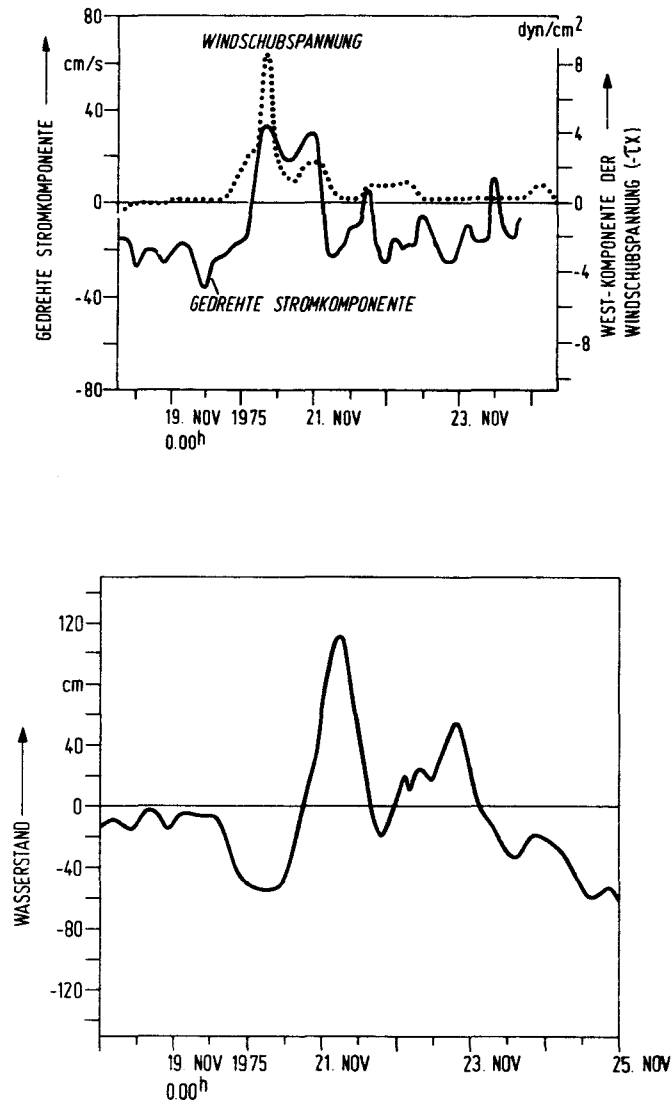


Abb. 17e : Text s. Abb. 17a.

in der westlichen Ostsee die Kieler Bucht erreichen ( Abb. 17f u. g ). Für die weitere Beschreibung kurzzeitiger Einzelereignisse mit Bodenstromspitzen in der östlichen Vejsnäs - Rinne wird in Kapitel 6 ein einfaches " Kieler Bucht Modell " entwickelt und das darin beschriebene physikalische Konzept anhand von Simulationsrechnungen getestet.

Die bisherigen Untersuchungen zeigen, daß die Bodenstromschwankungen in der östlichen Vejsnäs - Rinne in erster Linie mit direkt oder indirekt winderzeugten Strömungen erklärt werden müssen.

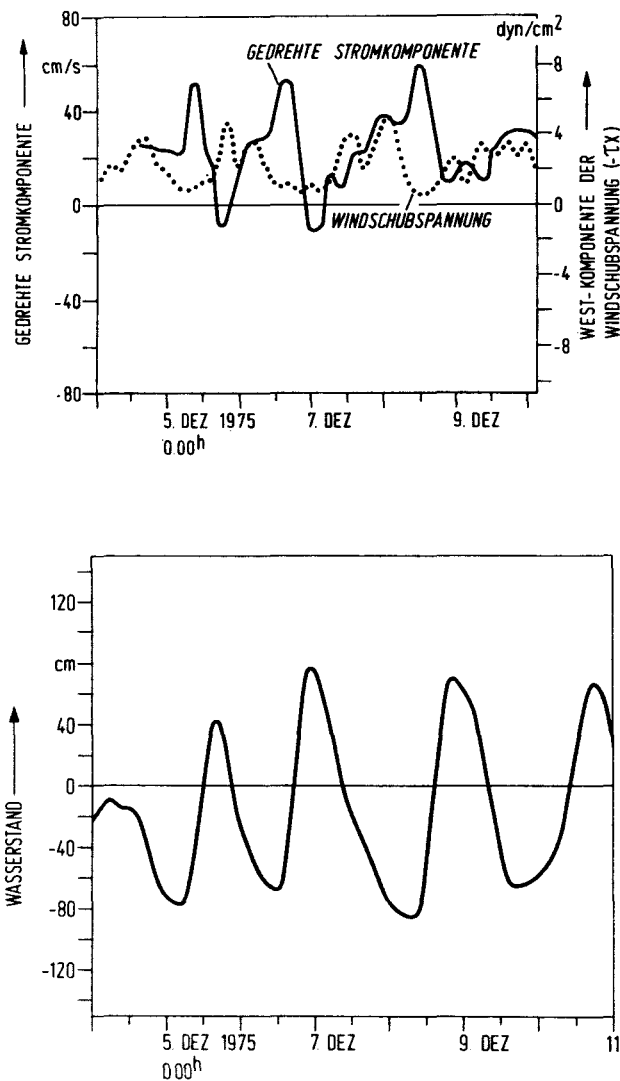


Abb. 17f : Text s. Abb. 17a.

### 3.3 Lineare Regression zwischen lokalem Wind und Strömung

Die Schwierigkeit bei der linearen Modellierung der Strömungsschwankungen in den Ostseezugängen besteht darin, sich zwischen einer Differentialgleichung, welche ein Wellenphänomen beschreibt, und einer bilanzierenden Gleichung für ein Meeresbecken mit Süßwasserzufuhr zu entscheiden. A. SVANSSON ( 1980 ) bemerkt dazu: "Knowing the fresh water supply  $Z_0$  and the depth and width of the transition, we can determine the flows, if it can be assumed that the estuary is overmixed. But if we try to apply this theory to the Belt Sea transition, there arises the complication that the flow here ist not typically two-layered, but is of oscillatory type mostly caused by atmospheric conditions."

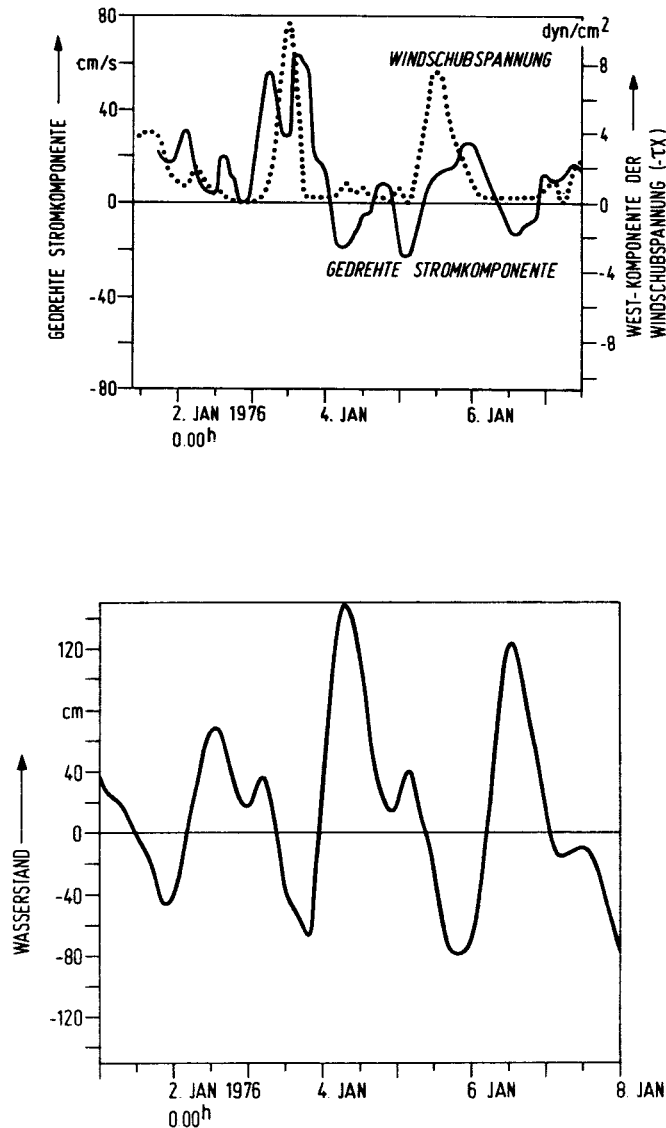


Abb. 17g : Text s. Abb. 17a

Zur Vereinfachung der hydrodynamischen Bewegungsgleichungen werden im allgemeinen zunächst die Größenordnungen der einzelnen Terme abgeschätzt. Danach wird zumeist deutlich, aus welchem Kräftegleichgewicht in erster Näherung die Stromschwankungen resultieren ( W. KRAUSS, 1973 ). Die hier vorgenommenen Untersuchungen haben ergeben, daß dieser Weg zu theoretischen Abhandlungen der Bewegungsvorgänge in einem Querschnitt eines unendlich langen 2-geschichteten Kanals führt, wie er von G.T. CSANADY, 1973; J.R. BENNETT, 1974; W.KRAUSS, 1979; und A. LEE u. L.A. MYSAK (1979) aufgezeigt wird: Plötzlich einsetzende Winde entlang oder quer zum Kanal erzeugen neben entgegengerichteten Ekman-Strömen in den Schichten und

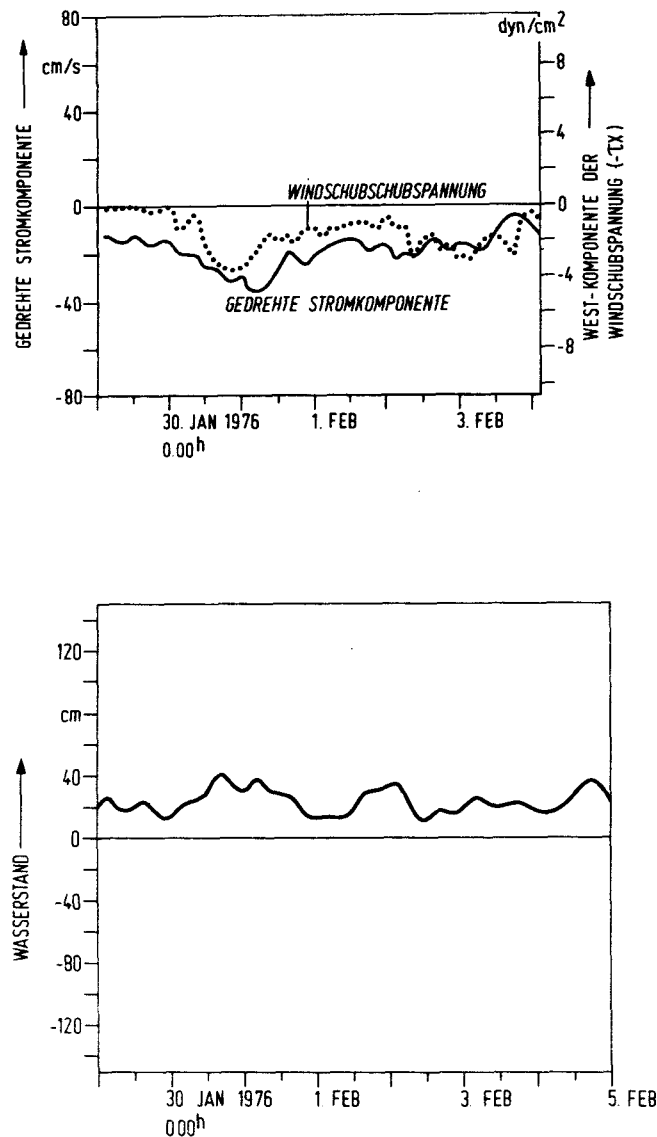


Abb. 17h : Text s. Abb. 17a.

Trägheitswellen zusätzliche Querschwingungen sowie eine permanente Schrägstellung der Grenzfläche, wobei letzteres mit geostrophischen Strömungen gekoppelt ist. Der vertikalintegrierte Gesamttransport entlang des Kanals ist von der Schichtung unabhängig. Seine Richtung innerhalb des Querschnittes ist nur noch von der Wassertiefe abhängig ( J.R. BENNETT, 1974 ). Da die natürliche Grenzperiode für barokline Moden bei der Trägheitsperiode  $T_f = 14.2$  Std. liegt, ist für die lineare Modellierung der Stromschwankungen  $> 1$  d in den Ostseezugängen nur die stationäre Lösung, d.h. der erzeugte Ekman-Strom zu verwenden. Dadurch ist gegenüber einem einfachen linearen Regressions-



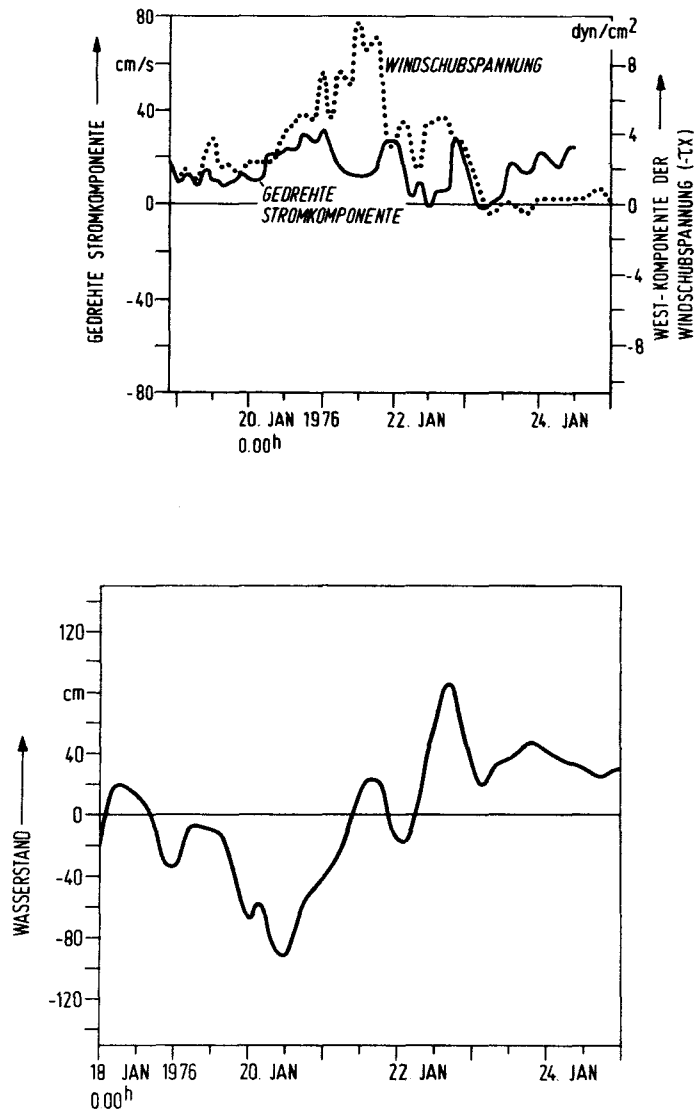


Abb. 17i : Text s. Abb. 7a.

modell keine Verbesserung zu erwarten. Es wird daher zunächst versucht, eine Regressionskurve zwischen den bodennahen Strömungen in der östlichen Vejsnäs-Rinne und dem großräumigen Windfeld zu finden.

Die lineare Beziehung zwischen zwei Größen  $Y_i$  und  $X_i$  ( $i$  = Zeitindex)

$$(3.3.1) \quad Y_i = R_0 + R_1 X_i$$

ist der denkbar einfachste Modellansatz, die sogenannte "Null-Hypothese".

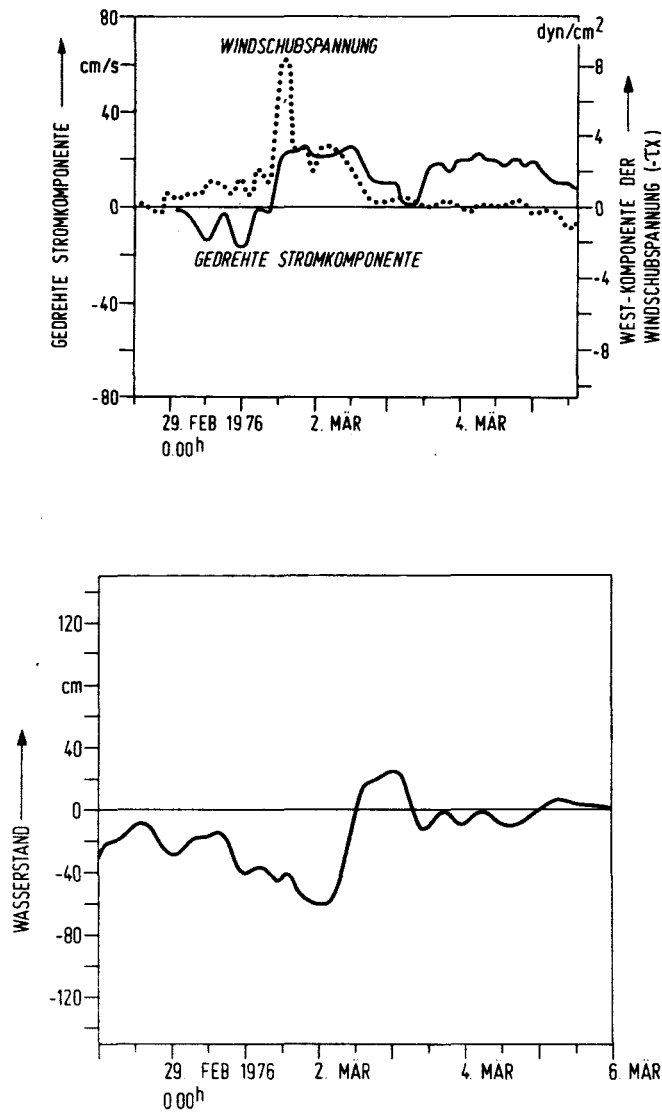


Abb. 17j : Text s. Abb. 17a.

Kompliziertere Modellansätze sollten daher stets mit der "Null-Hypothese verglichen werden, da sie sonst in ihrer "Güte" nicht überzeugen können. Um die Koeffizienten  $A_0$  und  $A_1$  nach der "Methode der kleinsten Quadrate" zu bestimmen, muß die Summe:

$$(3.3.2) \quad \sum (\gamma_i - A_0 - A_1 x_i)^2 = \sum \varepsilon_i^2$$

ein Minimum werden. Die Bedingung dafür ist das Verschwinden der

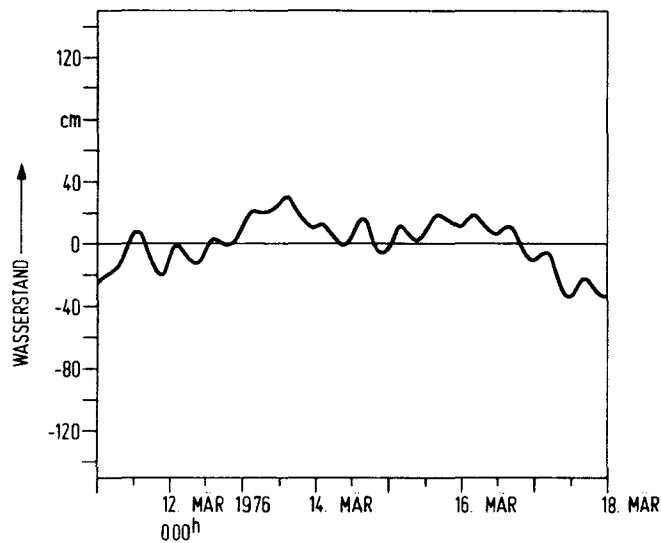
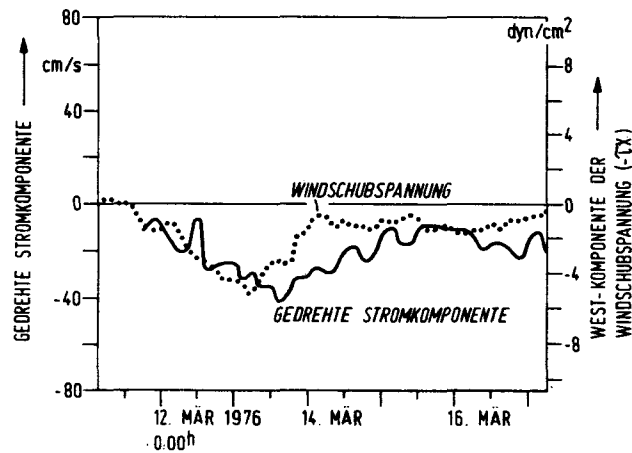


Abb. 17k : Text s. Abb. 17a.

der partiellen Ableitungen:

$$\frac{1}{2} \cdot \frac{\partial}{\partial A_1} \sum \varepsilon_i^2 = - \sum \gamma_i x_i + A_0 \cdot \sum x_i + A_1 \cdot \sum x_i^2 = 0$$

( 3.3.3 )

$$\frac{1}{2} \cdot \frac{\partial}{\partial A_0} \sum \varepsilon_i^2 = - \sum \gamma_i + A_0 \cdot \sum 1 + A_1 \cdot \sum x_i = 0.$$

Die in diesem Gleichungssystem als Koeffizienten auftretenden Summen stellen durch die Wertanzahl N dividiert statistische Größen dar,

wie Mittelwert ( $\bar{Y}_i$ ), Varianz ( $\langle Y_i^2 \rangle$ ), Kovarianz ( $\langle X_i Y_i \rangle$ ) und Standardabweichung  $\sqrt{\langle Y_i^2 \rangle}$ . Mit Einführung des Korrelationskoeffizienten

$$(3.3.4) \quad r_0 = \frac{\langle x_i y_i \rangle}{\sqrt{\langle x_i^2 \rangle \langle y_i^2 \rangle}}$$

ergibt sich für  $A_1$  und  $A_0$  mit  $Y_i = v_i$  und  $X_i = \tau_i^x$  :

$$(3.3.6) \quad A_1 = \frac{r_0 \sqrt{\langle v_i^2 \rangle \langle (\tau_i^x)^2 \rangle} - \bar{v}_i \cdot \bar{\tau}_i^x}{\langle (\tau_i^x)^2 \rangle - (\bar{\tau}_i^x)^2}$$

$$(3.3.7) \quad A_0 = \bar{v}_i - A_1 \cdot \bar{\tau}_i^x$$

Für die Tagesmittelwerte im Zeitraum Juli 1975 bis April 1976 mit den statischen Größen  $\sqrt{\langle v_i^2 \rangle} = \pm 17.5 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ ,  $\bar{v}_i = +3.64 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ ,  $\sqrt{\langle \tau_i^x \rangle^2} = \pm 1.49 \text{ dyn} \cdot \text{cm}^{-2}$  und  $\bar{\tau}_i^x = +0.39 \text{ dyn} \cdot \text{cm}^{-2}$  findet man die Regressionsgerade

$$(3.3.8) \quad v_i = 0.66 + 7.64 \cdot \tau_i^x$$

Die Gerade (3.3.8) ist in dem dazugehörigen "Streudiagramm" eingezeichnet (Abb. 18). Für die Tagesmittelwerte ergibt sich ein Korrelationskoeffizient von  $r_0 = +0.66$ . Das positive Vorzeichen wird dadurch erklärt, daß bei zunehmenden westlichen Winden (positive Windschubspannungen) die bodennahe Strömung in der Vejsnäs-Rinne in westlicher Rinnenrichtung anwächst und umgekehrt.

Für die Beurteilung, inwieweit ein linearer Regressionsansatz (3.3.1) oder andere Modellansätze die gemessenen Verhältnisse wiedergeben können, wird die "Güte S" eingeführt (ber. : berechnet) :

$$(3.3.9) \quad S = \frac{\sum (v_i - v_i^{\text{ber.}})^2}{\sum v_i^2}$$

Die "Güte S" ist das Verhältnis zwischen der Summe quadratischer Abweichungen zur Summe der Amplitudenquadrate und ein Maß dafür, wieviel Prozent,  $S^* = (1 - S) \cdot 100 \%$  der gemessenen Gesamtenergie durch die berechneten Werte wiedergegeben werden.  $S = 0$  oder  $S^* = 100 \%$  bedeuten perfekte Simulation. Eine ausführliche Abhandlung des Gütemaßes S ( skill ) bei dem Vergleich zwischen Modell und Beobachtung findet man bei R.E. DAVIS ( 1976 ) und K. HASSELMANN ( 1979 ).

Für das hier abgeleitete einfache Regressionsmodell mit einer linearen Beziehung zwischen beobachteter Strömung und "gemessener" Windschubspannung ergibt sich die Güte S nach Erweiterung mit  $N^{-1}$  allein aus statistischen Größen der gemessenen Werte:

$$(3.3.5) \quad S = \frac{\langle v_i^2 \rangle - 2 \cdot A_1 \cdot \bar{v}_0 \sqrt{\langle v_i^2 \rangle \langle (\tau_i^*)^2 \rangle} - 2 \cdot A_0 \cdot \bar{v}_i}{\langle v_i^2 \rangle} - \frac{2 \cdot A_0 \cdot A_1 \cdot \bar{\tau}_i^* + A_1^2 \langle (\tau_i^*)^2 \rangle + A_0^2}{\langle v_i^2 \rangle}$$

Mit der Regressionsgerade ( 3.3.8 ) würden die Tagesmittelwerte der Strömungen mit einer Güte  $S = 0.57$  "nachhergesagt", was einer Reproduzierbarkeit der Werte von 43 % entspräche. Ein besseres Ergebnis würde auch bedeuten, daß die bodennahen Stromschwankungen  $> 1$  d in der östlichen Vejsnäs-Rinne in erster Näherung durch stationäre Ekman-Ströme entlang eines Kanals erklärbar wären ( u.a. G.T. CSANADY, 1973 ). Dieses ist aber nach den eingangs geschilderten Wechselwirkungen zwischen Strömung, großräumigem Windfeld und Wasserstandsänderungen im Kattegat und in der zentralen Ostsee nicht zu erwarten. Das großräumige Windfeld wirkt nicht direkt auf die Stromschwankungen in der Beltsee ein, sondern steuert sie indirekt über Wasserstandsänderungen im Skagerrak sowie Kattegat und in der zentralen Ostsee ( H. WEIDEMANN, 1950 ).

### 3.4 Korrelationsanalyse

Welche Region zwischen Skagerrak und zentraler Ostsee über dort erzeugte Wasserstandsänderungen stärker auf die bodennahen Stromschwankungen  $> 1$  d in der östlichen Vejsnäs-Rinne einwirkt, kann in erster Näherung durch eine einfache Korrelationsanalyse beantwortet werden. Als Maß zur Beschreibung möglicher linearer stochastischen Abhängigkeiten wird der Korrelationskoeffizient  $r_0$  herangezogen ( 3.3.4 ). Hierzu werden

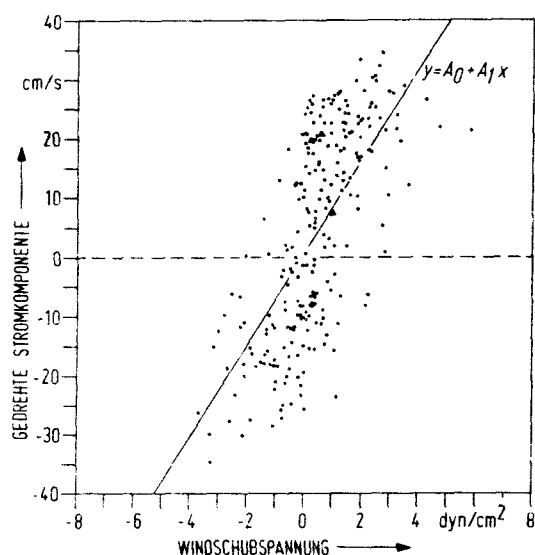


Abb. 18 : Tagesmittelwerte der in Rinnenachsenrichtung gedrehten Strömungskomponente in der östlichen Vejsnäs - Rinne ( 27 m ) als Funktion der aus Winddaten der Wetterstation "Kelds Nor" (Langeland) berechneten Westostkomponente der Windschubspannung (  $A_0 = 0.66$ ,  $A_1 = 7.64$ ,  $r_0 = + 0.66$  ) für die Periode Juli 1975 bis April 1976. Es sei bemerkt, daß die eingezeichnete Regressionsgerade aus statistischen Größen berechnet wird. Viele Punkte sind mehrfach gewichtet. Damit kann die eingezeichnete Regressionsgerade nicht dem optischen Eindruck entsprechen.

die erwähnten Pegelaufzeichnungen dänischer und deutscher Stationen zwischen Skagerrak und Bornholm benutzt. Anhand von Tagesmittelwerten ( Juli 75 - April 76 ) veranschaulicht die Korrelationsmatrix (Tabelle 2), daß die höchsten Korrelationen zwischen westöstlicher Windstresskomponente (  $\tau^x$  ), der gedrehten Stromkomponente (  $v$  ) und den Pegelstationen Hirtshals ( HIR ) und Frederikshavn ( FRE ), sowie zwischen westöstlicher Windstresskomponente und den Wasserstandsdifferenzen Hirtshals - Hammerhavn ( HIR - HAM ) und Slipshavn - Rødbyhavn ( SLI - RØD ) bestehen. Niedrige Korrelationskoeffizienten ergeben sich dagegen zwischen bodennaher Strömung und allen übrigen Pegeldifferenzen. Die täglichen Wasserstandsunterschiede zwischen Marienleuchte und Rødbyhavn ( MAR - RØD ) im Fehmarn Belt repräsentieren unter der Voraussetzung, daß in erster Näherung geostrophische Verhältnisse angenommen werden können, dortige Oberflächenströme ( W. LANGE et al., 1975 ), sowie analog hierzu die Differenzen Slipshavn - Korsør ( SLI - KOR ) die Oberflächenströme im Großen

Belt ( G. DIETRICH et al., 1975 ). Die Korrelationskoeffizienten  $r_0 = + 0.62$  und  $r_0 = + 0.73$  zwischen den Größen "  $\zeta^x$  " und "HIR-HAM" sowie "SLI-RØD" machen deutlich, daß die tägliche Niveaudifferenz zwischen Skagerrak bzw. Kattegat und zentraler Ostsee in erster Näherung als "winderzeugt" angesehen werden kann. Die hieraus resultierenden Gefällsströme im Übergangsgebiet scheinen eher im Großen Belt das oberflächennahe Stromgeschehen zu beeinflussen ( SLI - KOR mit HIR - HAM:  $r_0 = 0.50$ , und mit SLI - RØD:  $r_0 = 0.73$  ) als im Fehmarn Belt ( MAR - RØD mit HIR - HAM:  $r_0 = 0.24$ , mit SLI - RØD:  $r_0 = 0.37$  ). Darüber hinaus soll hier die Frage beantwortet werden, ob Tagesmittel oder entsprechende tiefpaßgefilterte Zeitreihen der aus dem Windfeld über der Kieler Bucht berechneten Windschubspannung das großräumige Windfeld repräsentieren können. Der Vergleich zwischen der aus Winddaten der Wetterstation "Kelds Nor" berechneten Westostkomponente der Windschubspannung mit den Pegelaufzeichnungen in Hirtshals (Skagerrak) für Schwankungen  $> 1$  d ( Abb. 19a und b ) verdeutlicht ein hohes Maß an Übereinstimmung ( Entfernung Kelds Nor - Hirtshals :  $\approx 300$  km ), was sich in einem Korrelationskoeffizient von  $r_0 = + 0.83$  niederschlägt. Die positive hohe Korrelation bedeutet, daß mit zunehmenden westlichen Winden der Wasserspiegel im Skagerrak steigt und umgekehrt. Ob dieses auch im nördlichen Kattegat geschieht, läßt sich durch den Vergleich mit Pegeldaten aus Frederikshavn demonstrieren ( Abb. 20 ). Mit einem Korrelationskoeffizienten von  $r_0 = + 0.93$  kann die Frage nicht <sup>besser</sup> beantwortet werden.

Das für die weiteren Untersuchungen wichtigste Ergebnis der einfachen Analyse ist, daß die bodennahen Stromschwankungen  $> 1$  d in der östlichen Vejsnäs - Rinne am höchsten mit den winderzeugten Wasserstandsänderungen in der Skagerrak - Kattegat - Region korreliert sind (  $r_0 = 0.59$  ). In erster Näherung scheinen sie indirekt über dortige Niveauänderungen vom großräumigen Windfeld angeregt zu werden. Die Korrelationsanalyse mit  $r_0$  versagt dort, wo Wellenphänomene das Geschehen beherrschen. Die feste Phasenbeziehung zwischen den Größen bleibt unberücksichtigt. Daher müssen spektrale Untersuchungen folgen.

### 3.5 Spektralanalyse

Für die Beschreibung langperiodischer Schwankungen in der Größenordnung von einigen Tagen werden die beobachteten bodennahen Strömungsschwankungen in der östlichen Vejsnäs - Rinne in der Zeit von Mitte Juli 1975 bis Anfang April 1976, sowie die für diesen Zeitraum aus dem Windfeld

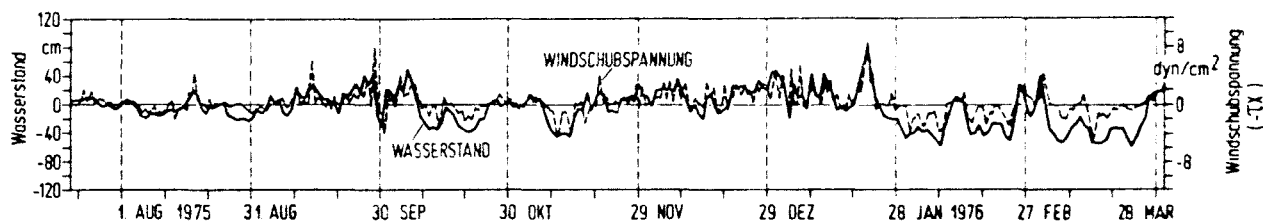


Abb. 19a : Tagesmittelwerte der Wasserstände in Hirtshals (Skagerrak) und der aus Winddaten der Wetterstation "Kelds Nor" berechneten Westostkomponente der Windschubspannung für die Periode Juli 1975 bis April 1976.

über der Kieler Bucht berechneten Windschubspannungen spektral analysiert. Dabei werden im Frequenzbereich  $1.6 \cdot 10^{-4} \leq \omega [\text{cpk}] \leq 1.6 \cdot 10^{-1}$  berechnete Energiespektren auf quasi-periodische Schwankungen und ihre gegenseitige Kohärenz sowie Phasendifferenz untersucht. Die Berechnung der Spektren wird im Anhang erläutert.

In Abb. 21a sind die Energiedichtespektren, in Abb. 21b und c die entsprechenden Energiespektren der Strömungs- und Windstresszeitreihen dargestellt. Die hohen Energiedichten am langperiodischen Ende der Spektren mit signifikanten Peaks bei ca. 100 Tagen sind in allen Spektren nur durch wenige Punkte abgesichert. Daher werden zusätzlich in Abb. 21d die Autokorrelationsfunktionen und Querkorrelationsfunktion gezeigt. Mit dem ersten Nulldurchgang bei ca. 30 Tagen nach einer  $\frac{1}{4}$ -Periode und dem fast identi-

#### Erläuterungen zur Tabelle 2:

$\tau^x$  : westöstliche Windstresskomponente ( $\text{dyn/cm}^2$ ) Wetterstation "Kelds Nor"  
 $v$  : gedrehte Stromkomponente ( $\text{cm/sec}$ ), östliche Vejsnäs-Rinne am Boden

HIR : Wasserstand ( cm ) Hirtshals ( Skagerrak )  
 FRE : " " Frederikshavn ( nördl. Kattegat )  
 HAM : " " Hammerhavn, Bornholm (mittlere Ostsee)  
 SLI : " " Slipshavn ( Großer Belt )  
 KOR : " " Korsør ( Großer Belt )  
 RØD : " " Rødbyhavn ( Fehmarn Belt )  
 MAR : " " Marienleuchte ( Fehmarn Belt )

SLI - KOR, MAR - RØD, HIR - HAM, SLI - RØD : Pegeldifferenzen ( cm )



*	$\tau^*$	v	HIR	FRE	HAM	SLI	KOR	RØD	MAR	SLI-KOR	MAR-RØD	HIR-HAM	SLI-RØD
$\tau^*$	1.0	0.66	0.83	0.80	0.0	0.27	0.14	-0.54	-0.35	0.38	0.32	0.62	0.73
v	0.66	1.0	0.59	0.59	0.19	0.27	0.17	-0.26	-0.09	0.31	0.32	0.28	0.46
HIR	0.83	0.59	1.0	0.93	0.03	0.47	0.33	-0.46	-0.24	0.49	0.36	0.76	0.79
FRE	0.80	0.59	0.93	1.0	0.08	0.58	0.41	-0.37	-0.15	0.55	0.38	0.61	0.78
HAM	0.0	0.19	0.03	0.08	1.0	0.52	0.69	0.78	0.74	-0.23	0.03	-0.65	-0.34
SLI	0.27	0.27	0.47	0.58	0.52	1.0	0.92	0.34	0.51	0.47	0.38	-0.01	0.38
KOR	0.14	0.17	0.33	0.41	0.69	0.92	1.0	0.56	0.64	0.09	0.25	-0.23	0.12
RØD	-0.54	-0.26	-0.46	-0.37	0.78	0.34	0.56	1.0	0.87	-0.39	-0.10	-0.85	-0.73
MAR	-0.35	-0.09	-0.24	-0.15	0.74	0.51	0.64	0.87	1.0	-0.16	0.39	-0.67	-0.50
SLI-KOR	0.38	0.31	0.49	0.55	-0.23	0.47	0.09	-0.39	-0.16	1.0	0.42	0.50	0.73
MAR-RØD	0.32	0.32	0.36	0.38	0.03	0.38	0.25	-0.10	0.39	0.42	1.0	0.24	0.37
HIR-HAM	0.62	0.28	0.76	0.61	-0.65	-0.01	-0.23	-0.85	-0.67	0.50	0.24	1.0	0.83
SLI-RØD	0.73	0.46	0.79	0.78	-0.34	0.38	0.12	-0.73	-0.50	0.73	0.37	0.83	1.0

Tabelle 2: Korrelationsmatrix für 259-Tagesmittelwerte

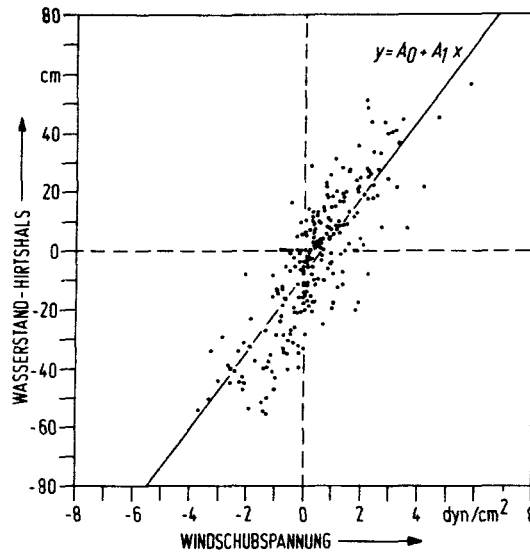


Abb. 19b : Tagesmittelwerte der Wasserstände in Hirtshals ( Skagerrak ) als Funktion der aus Winddaten der Wetterstation "Kelds Nor" berechneten Westostkomponente der Windschubspannung für die Periode (  $A_0 = 8.7$ ,  $A_1 = 13.1$ ,  $r_0 = 0.83$  ). Juli 1975 bis April 1976.

schen Verlauf der Querkorrelationsfunktion gegenüber den Korrelationsfunktionen werden die Energiekonzentrationen bei ca. 100 Tagen ( ca. 3 - 4 Monate ) sowie die Gleichphasigkeit von Strömung und atmosphärischer Zonalzirkulation in diesem Periodenbereich in den Spektren bestätigt ( M. BÖRNGEN und P. HUPFER, 1978). Die Signifikanzschwelle im Kohärenzspektrum wird außer bei ca. 100 Tagen auch noch bei 11 Tagen und im Bereich ca. 1.5 - 4 Tagen bei sich ändernden Phasendifferenzen überschritten. Neben den Peaks bei ca. 100 Tagen und ca. 2 Tagen sowie dem Gezeitenpeak bei den Strömungen können keine weiteren signifikanten Spitzen beobachtet werden. Die Ursache hierfür ist wahrscheinlich darin zu suchen, daß es sich hier um bodennahe Stromregistrierungen handelt, in denen infolge von Reibungseinflüssen die Signale sehr gedämpft erscheinen. Die Energiespektren ( Abb. 21b und c ) weisen gegenüber den Energiedichtespektren schon eher ausgeprägte Schwankungen unterschiedlicher Frequenz aus. Um signifikante Energiekonzentrationen trotz starker Dämpfungseffekte verdeutlichen zu können, wird in den Energiespektren über 9 Estimates übergreifend gemittelt. Die hiernach deutlich hervortretenden Energiekonzentrationen

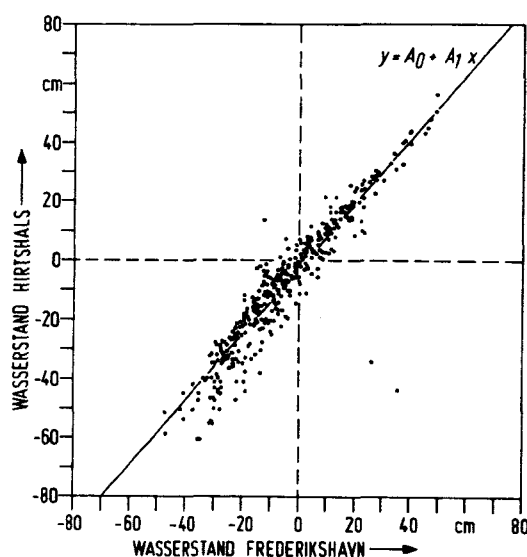


Abb. 20 : Tagesmittelwerte der Wasserstände in Hirtshals ( Skagerrak ) als Funktion der Wasserstände in Frederikshavn ( nördl. Kattegat ) für die Periode Juli 1975 bis April 1976 (  $A_0 = 3.0$ ,  $A_1 = + 1.1$ ,  $r_0 = 0.93$  ).

trationen bei ca. 11 Tagen und ca. 2 Tagen in der Strömung können als signifikante Schwankungen angesehen werden. T. S. JAKOBSEN (1980) findet ebenfalls einen ausgeprägten ca. 11 Tage-Peak in seinen Daten aus dem Großen Belt. Die von ihm im gleichen Zeitraum beobachteten ca. 30-tägigen Schwankungen können anhand der hier vorliegenden Zeitreihe nicht nachgewiesen werden. Dagegen verdeutlichen einjährige übergreifend gemittelte (  $T > 10$  d ) Pegelaufzeichnungen der erwähnten dänischen und deutschen Pegelstationen zwischen Skagerrak und Bornholm See, daß sie sehr stark durch monatliche Schwankungen geprägt sind ( Abb. 22 ). Das Energiespektrum der Windschubspannung ( Abb. 21c ) weist nach der übergreifenden Mittelung ebenfalls im Periodenbereich von ca. 11 Tagen maximale Energien auf.

Das Ergebnis der Spektralanalyse ist, daß die bodennahen Strömungen in der östlichen Vejsnäs-Rinne neben der Gezeitenperiode und den 3 - 4-monatigen Fluktuationen ( ca. 100 d ) durch ca. 11-tägige und ca. 2-tägige quasi-periodische, in Bodennähe anscheinend stark gedämpfte Schwankungen beeinflusst werden. Außer beim Gezeitensignal sind für diese Perioden signifikante Kohärenzen bei sich ändernden Phasendifferenzen mit der atmosphärischen Zonalzirkulation festzustellen, besonders im

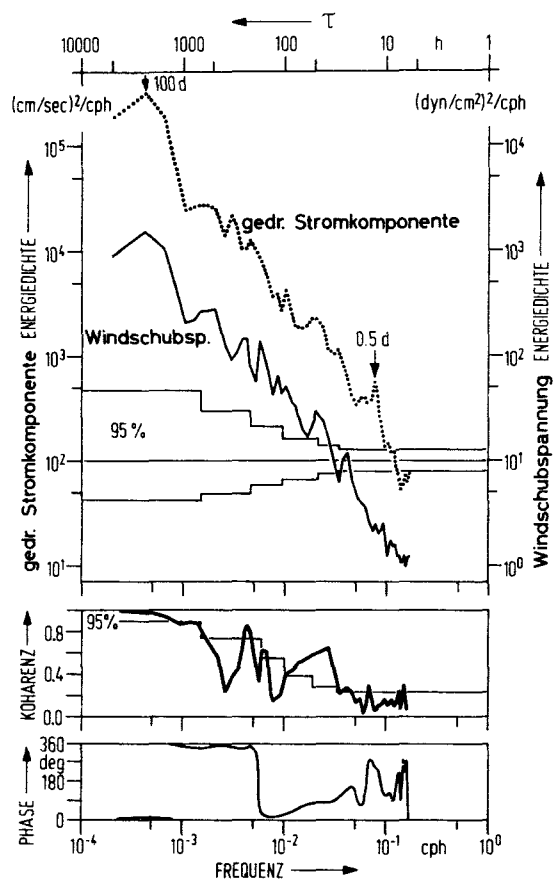


Abb. 21a : Energiespektrum der in Rinnenachsenrichtung gedrehten Stromkomponente in der östlichen Vejsnäs - Rinne ( 27 m ) und der aus den Winddaten der Wetterstation "Kelds Nor" ( Langeland ) berechneten Westostkomponente der Windschubspannung mit den dazugehörigen Kohärenz- und Phasenspektren.

1.5 - 4 Tagebereich. In den folgenden Kapiteln wird zu den Ursachen der hier analysierten Energiekonzentrationen Stellung genommen.

#### 4. Änderungen über 3 - 4 Monate

Die ca. 2.5-jährigen bodennahen Beobachtungen in der Vejsnäs - Rinne vermitteln einen Eindruck über langperiodische Vorgänge in der Beltsee. Die Zeitreihen in Abb. 23 zeigen neben dem regelmäßigen jährlichen Gang in den thermohalinen Schichtungsverhältnissen, daß über die Jahre ge-

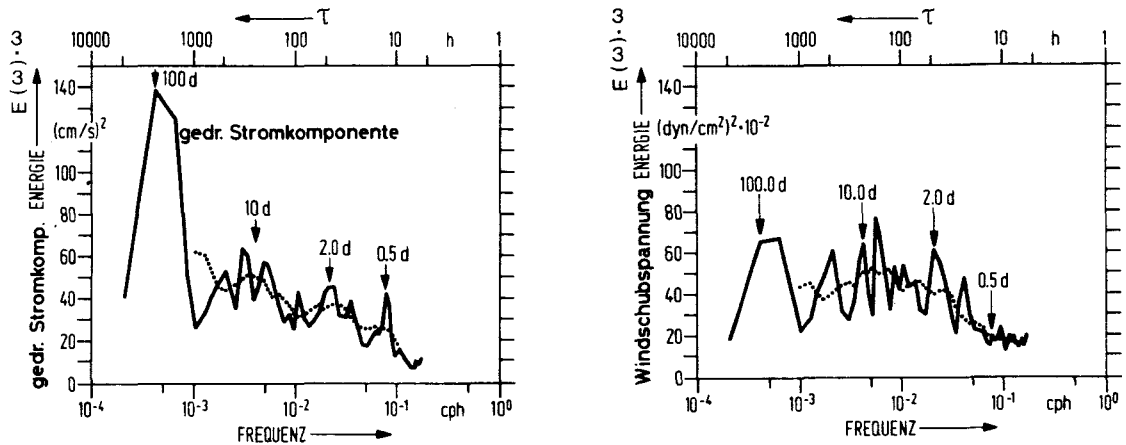


Abb. 21b und c : Energiespektren der in Rinnenachsenrichtung gedrehten Stromkomponente in der östlichen Vejsnäs - Rinne (27 m) und der aus Winddaten der Wetterstation "Kelds Nor" berechneten Westostkomponenten der Windschubspannung ( . . . . . nach übergreifender Mittlung über 9 Estimates ). Energiedichte  $E(\omega)$  x Frequenz  $\omega$  ist linear gegen  $\log \omega$  aufgetragen.

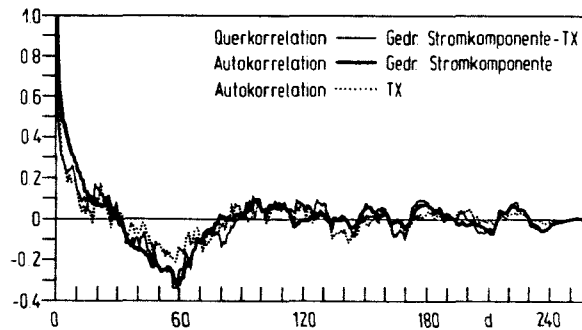


Abb. 21d : Autokorrelationsfunktionen und Querkorrelationsfunktion der in Rinnenachsenrichtung gedrehten Stromkomponente in der östlichen Vejsnäs - Rinne (27 m) und der aus Winddaten der Wetterstation "Kelds Nor" berechneten Westostkomponente der Windschubspannung ( $\tau^x$ ).

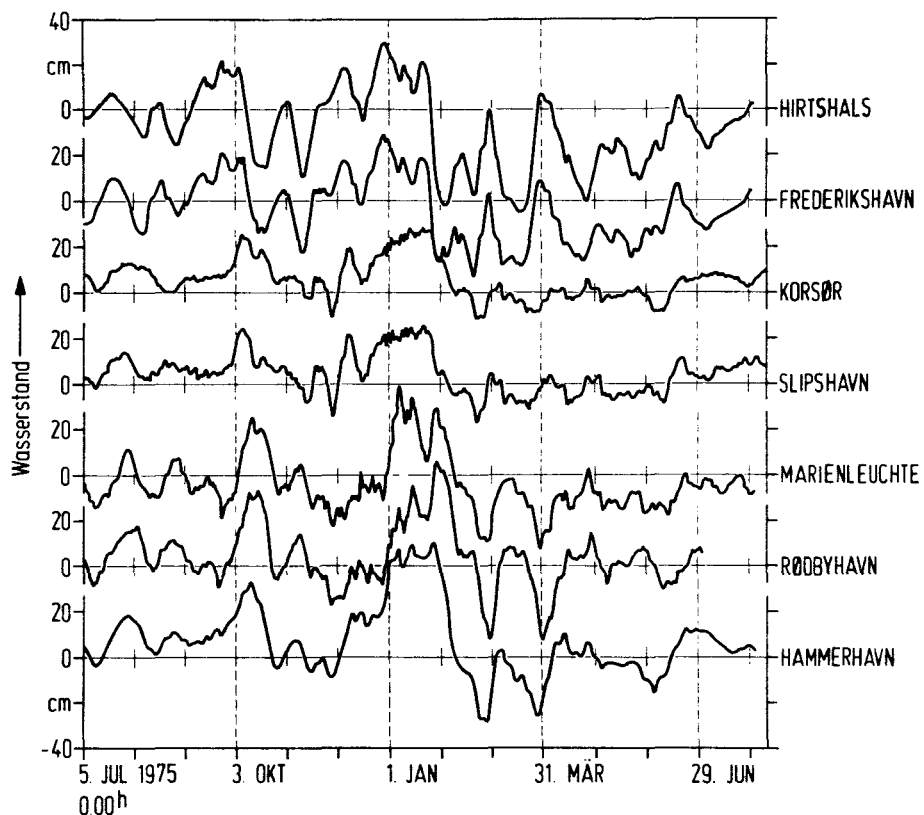


Abb. 22 : Einjähriger Vergleich der über 10 Tage übergreifend gemittelten täglichen Wasserstände zwischen Skagerrak ( Pegelstation "Hirtshals" ) und Bornholm See ( Pegelstation "Hammerhavn" ) für die Periode Juli 1975 bis Juli 1976.

sehen längere Ein- und Ausstromsituationen in der nordöstlichen Kieler Bucht beobachtet werden, die eine Energiekonzentration bei ca. 3 - 4 Monaten in den Strömungspektren bewirken können. Neben dem schichtungsbedingten halinen Hauptmaximum im Sommer infolge der fröhsommerlichen maximalen Süßwasserzufuhr in die Ostsee erzeugen diese längeren Einstromlagen sekundäre Salzmaxima zu anderen Jahreszeiten ( G. NEUMANN, 1940; H. WITTIG, 1953; K. WYRTKI, 1954a; G. SIEDLER u. G. HATJE, 1974 ). Zum Vergleich werden die Verhältnisse beim Feuerschiff "Fehmarn Belt" angegeben ( nach DEUTSCHES HYDROGRAPHISCHES INSTITUT, 1976, 1977 und 1978 ). Die Kurven sind aufgrund ihres ähnlichen zeitlichen Verlaufes gegeneinander verschoben. Wegen der allgemeinen Wetterberuhigung in unseren Breiten im Sommer bilden nach G. WOLF ( 1972 ) sekundäre Salzmaxima im Frühjahr, Herbst und Winter westlich der Darsser Schwelle die hydrographische Voraussetzung für einen Salzwassereinbruch in die Ostsee ( R. KÄNDLER, 1951; K. WYRTKI, 1951 ). Eine möglicherweise

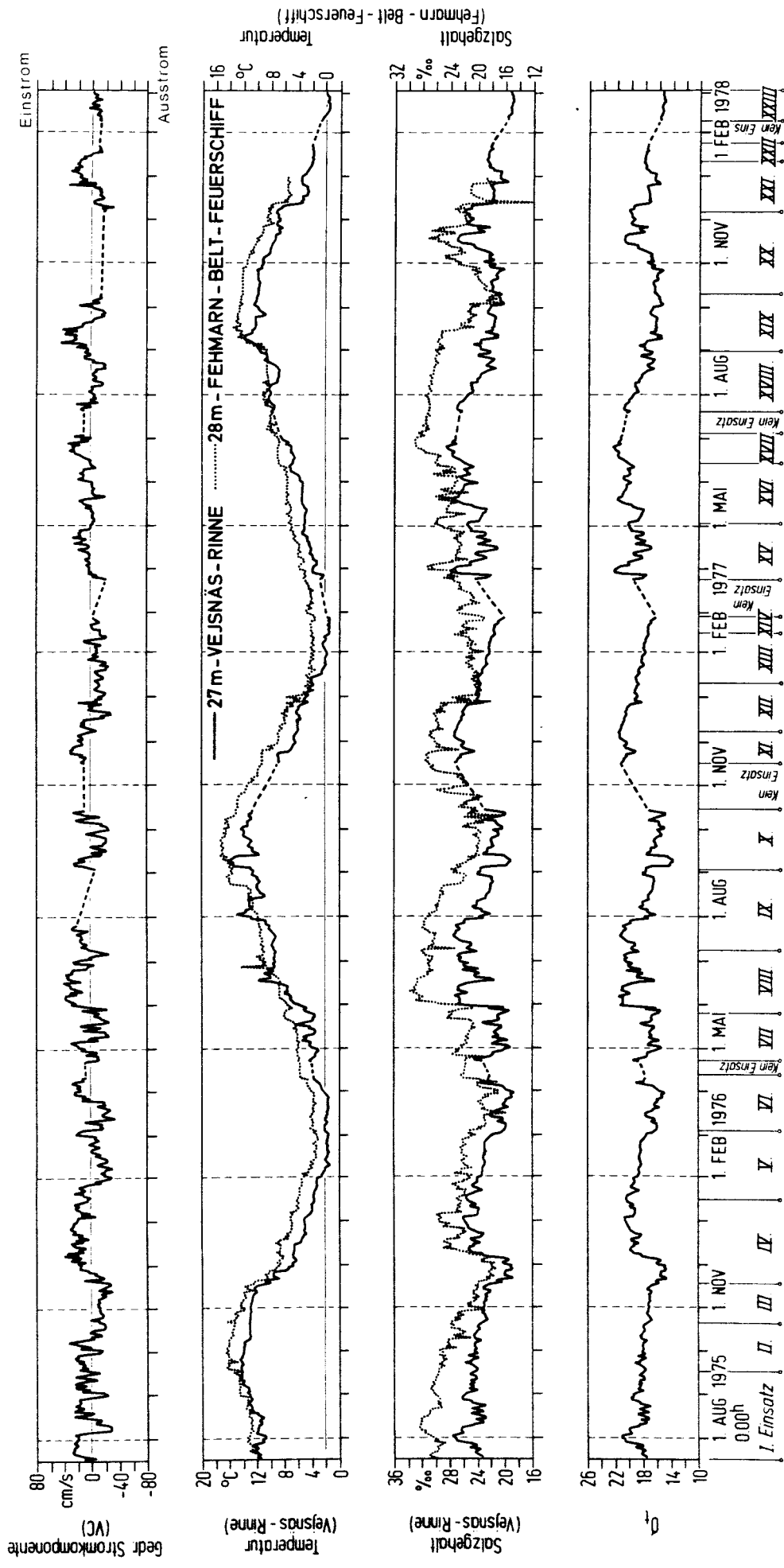


Abb. 23 : Ein- und Ausstromschwankungen sowie Temperatur-, Salzgehalts- und Dichteschwankungen von Juli 1975 bis März 1976 in der östlichen Vejnäs-Rinne ( 27 m ) anhand von Tagesmittelwerten. Die römischen Ziffern veranschaulichen die einzelnen Verankerungsphasen. Zum Vergleich sind verschoben die bodennahen Temperatur- und Salzgehaltsschwankungen beim Feuerschiff "Fehmarn Belt" ( 28 m ) eingezeichnet ( nach DEUTSCHES HYDROGRAPHISCHES INSTITUT ).

vorhandene Periodizität in ihrem Erscheinen ist daher für die Wassererneuerung in den tieferen Regionen der Ostseebecken von größter Wichtigkeit ( S.H. FONSELIUS, 1962, 1967, 1969 u. 1970; E. FRANCKE und D. NEHRING, 1971; F. HERMANN, 1972; D. NEHRING et al., 1971; D. NEHRING und E. FRANCKE, 1972 ). Nach der hier im Spektrum beschriebenen guten Korrelation zwischen Strömung und zonaler Windstresskomponente bei Perioden von 3-4 Monaten müssen die beobachteten längeren Einstromlagen mit sekundären Salzmaxima in Bodennähe in erster Linie mit der mittleren jährlichen Atmosphärischen Zirkulation in unseren Breiten erklärt werden ( K. WYRTKI, 1954b ).

Bei der Ostsee handelt es sich um ein Übergangsgebiet zwischen kontinentalem und ozeanischem Einfluß. Der jährliche Gang des Luftdruckes über dem Gebiet der Kieler Bucht zeigt im 30-jährigen Mittel ( Abb. 24 ) weder die eine noch die andere für Land oder Meer typische Form ( O. EHRHARDT, 1979 ). Im kontinentalen Klima findet man das Druckmaximum im Winter und das Minimum im Sommer, während der jährliche Gang über dem Atlantik einen inversen Verlauf hat. Durch Vermischung dieser beiden Einflüsse entsteht über dem Ostseeraum eine typische Verteilung mit drei Maxima und drei Minima ( F. DEFANT, 1972 ). Dieses bestätigen auch die in Abb. 24 gezeigten Jahresgänge. Es treten Maxima im März, Mai und Oktober und Minima in den Wintermonaten November bis Januar, im Juli-August sowie weniger ausgeprägt im April auf. Da diese Verteilung wie erwähnt typisch für den Ostseeraum ist und die Maxima im Mittel auf mehr antizyklonale ( Hoch ), die Minima im Mittel auf mehr zyklonale ( Tief ) atmosphärische Zirkulation über Skandinavien hinweisen, lassen sich nach H. WEIDEMANN ( 1950 ) folglich Zeiträume bei vorherrschenden östlichen Winden für mehr Ausstrom und Zeiträume bei vorherrschenden westlichen Winden für mehr Einstrom ( Abb. 25 ) aus der Ostsee annehmen. Danach können bodennah in den Rinnen der Beltsee zwischen November und Januar, im Juli-August sowie manchmal im April sekundäre Salzgehaltsmaxima erwartet werden. Die ca. 2.5-jährigen bodennahen Beobachtungen in der östlichen Vejsnäs - Rinne sowie deren Vergleich mit den Bodensalzgehalten im Fehmarn Belt ( Abb. 23 ) bestätigen die Richtigkeit dieser Annahme: Neben den im Juli 1975, 1976 und 1977 auftretenden schichtungsbedingten sommerlichen Hauptmaxima treten im Januar und November 1976 sowie März und November 1977, wie vorhergesagt, sekundäre Salzmaxima auf. Der Jahresgang 1966 im Fehmarn Belt ( Abb. 26 ) zeigt ebenfalls im März und November am Boden zusätzliche Maxima an.



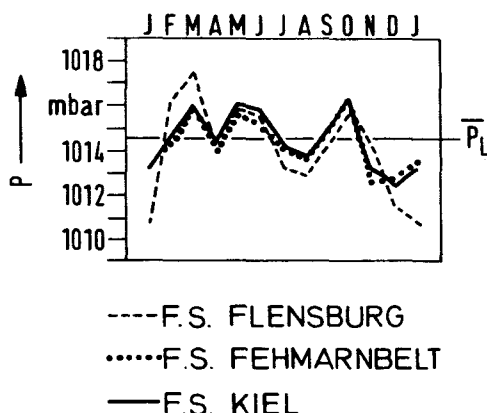


Abb. 24 : Der mittlere Jahresgang des Atmosphärendrucks über der Kieler Bucht ( nach O. EHRHARDT, 1979 ).

Die vertikale Salzgehaltsverteilung über die Zeit aus der östlichen Vejsnäs - Rinne ( Abb. 27 ) verdeutlicht, daß in den Jahren 1975 - 78 insgesamt 7 Salzgehaltsmaxima bodennah beobachtet werden. Somit ist eine Energiekonzentration bei ca. 3 - 4 Monaten im Spektrum langzeitiger Beobachtungen sowohl im Salzgehalt als auch bei den Strömungen in der Beltsee aufgrund der mittleren jährlichen atmosphärischen Zirkulation in unseren Breiten zu erwarten. Dieses kann anhand des Spektrums der bodennahen Salzgehaltszeitreihe im Fehmarn Belt ( Abb. 28a u. b ) von 1968 - 1977 nachgewiesen werden. Neben dem halinen Jahresgang, Minimum im Winter, Maximum im Sommer, weist das Sepktrum eine ca. 110 - Tage - Periode aus ( M. BÖRNGEN u. P. HUPFER, 1978 ).

Salzgehaltsmaxima in den Ostsee-Eingängen setzen ein Vordringen von salzreichem Nordseewasser (  $\geq 30 \text{ ‰}$  ) in die Kattegat-Region voraus. Anhand der Verlagerung der 30 ‰ - Isohalinen in 10 m Wassertiefe nach Süden in den Jahren 1970 - 1977 können Schwankungen im Vordringen von salzreichem Wasser aus der Nordsee sichtbar gemacht werden. Mit Hilfe der " Monthly Synoptic Charts " des I.C.E.S. ( International Council for the Exploration of the Sea ) für das Übergangsgebiet zwischen Nord- und Ostsee ist das monatliche Mittel der Entfernung von der geographischen Breite  $57^{\circ}$  N aufgetragen ( Abb. 29 ). Deutlich erkennbar erscheinen ab 1971 im Mittel 3 Maxima pro Jahr, was wieder auf eine 3 - 4 monatige quasi-periodische Schwankung hindeutet. Ein Vergleich zwischen den bodennahen Salzgehaltswerten in der Vejsnäs - Rinne und der südlichen

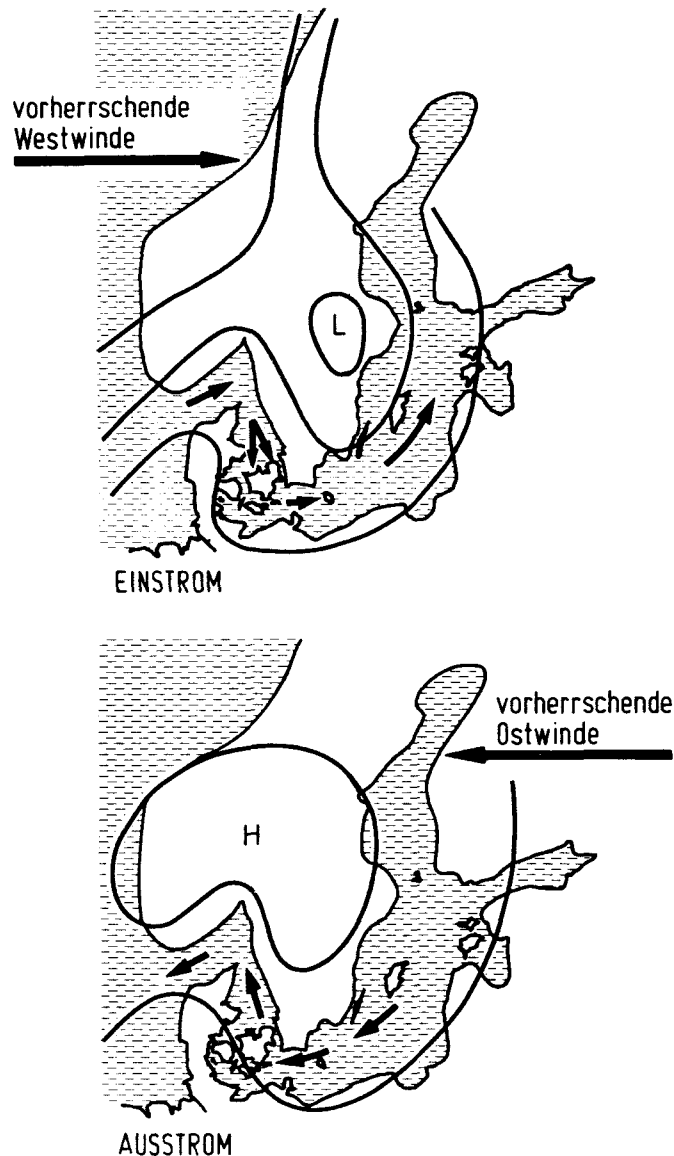


Abb. 25 : Ein- und Ausstromlagen in Abhängigkeit vom großräumigen Wind- bzw. Luftdruckfeld nach H. WEIDEMANN ( 1950 ).

Verlagerung der 30 ‰-Isohalinen in den Jahren 1975 - 1978 läßt Zusammenhänge erkennen ( Abb. 30 ): Die 7 beobachteten und beschriebenen Salzmaxima in dieser Zeit korrelieren mit maximalen südlichen Verlagerungen. Eine bessere Übereinstimmung beider Zeitreihen kann nicht erwartet werden, da für das Erstellen der synoptischen Karten nicht immer ausreichendes Datenmaterial zur Verfügung steht. Für einige Monate ist der räumliche Verlauf der 30 ‰-Isohalinen im Kattegat nur durch wenige Meßpunkte abgesichert.

In dem Zeitraum von 1970 - 1977 wird in den Jahren 1972 u. 1977 (Abb. 29) ein langanhaltendes maximales Vordringen von salzreichem Nordseewasser in die Kattegat-Region beobachtet. Der Extremwert von 1972 wird von R.-R.DICKSON

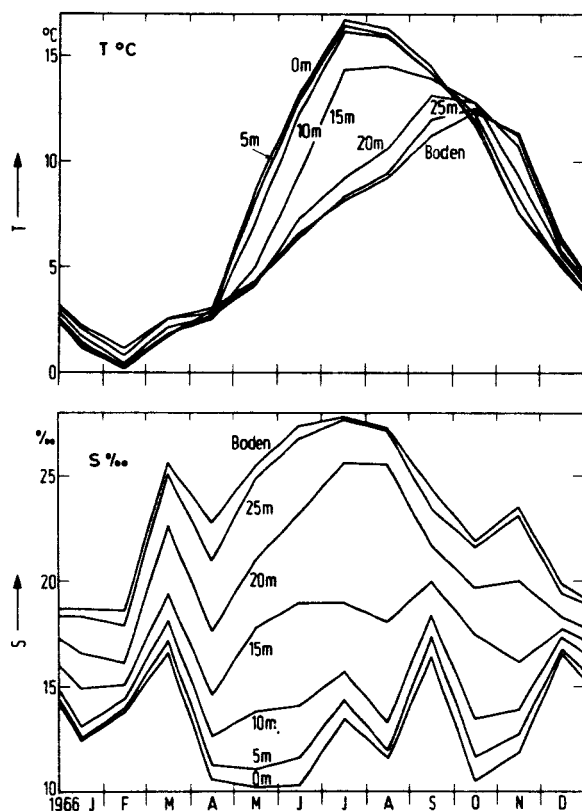


Abb. 26 : Monatsmittel der Temperatur und des Salzgehalts für ausgewählte Tiefen beim Feuerschiff "Fehmarn Belt" für das Jahr 1966 nach DEUTSCHES HYDROGRAPHISCHES INSTITUT, 1968 ( aus G. SIEDLER und G. HATJE, 1974 ).

( 1973 ) vorhergesagt, nachdem er wiederkehrende Eigenschaften der großräumigen atmosphärischen Zirkulation mit Salzgehaltserhöhungen in der Kattegat-Skagerrak-Region zwischen 1947 - 1970 verglichen hat. Dabei findet er heraus, daß in Zeiten maximaler Salzgehaltswerte 1951 - 52, 1954 - 55, 1960 - 61, 1963 -64, 1966 - 67 und 1969 über der Nordhalbkugel eine ähnliche mittlere ( nach Mitteilung über ein halbes Jahr ) großräumige Luftdruckverteilung anzunehmen ist. Diese sorgt für einen verstärkten Transport von salzreichem Atlantikwasser zum europäischen Schelf, womit die Extremwerte im Kattegat erklärbar wären, die jedesmal, außer 1954 - 1955 ( hier liegen keine Daten vor ) nach S.H. FONSELIUS ( 1962, 1967, 1969 und 1970 ) zu einer Wassererneuerung im Gotland - Becken geführt haben. Die spektrale Analyse der bodennahen Salzgehaltsverhältnisse beim Feuerschiff "Anholt" für die Zeit 1947 - 1970 aus R.R. DICKSON (1973) zeigt erstaunlicherweise genau

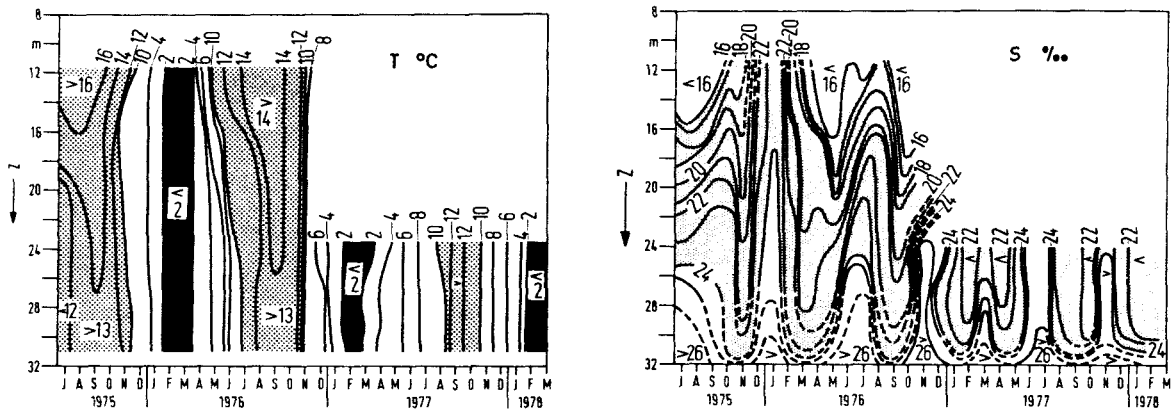


Abb. 27 : Bodennahe zeitliche und vertikale Verteilung der Temperatur und des Salzgehaltes in der östlichen Vejsnäs - Rinne für den Beobachtungszeitraum Juli 1975 bis März 1978 anhand von Monatsmittelwerten.

bei 5 Jahren eine Energiekonzentration. Mit Hilfe der Methode der komplexen Demodulation findet er heraus, daß die Amplitude dieser Periodizität ab ca. 1920 ansteigt und ihre Phase sich langsam stabilisiert. Somit ist es zu erklären, warum nach 1972 auch wieder 1977 ein extremes Vordringen der 30 ‰-Isohalinen in den südlichen Kattegat zu beobachten ist. ( Abb. 29 u. Abb. 30 ).

Anhand von Monatsmittelwerten werden die bodennahen Salzgehaltsverhältnisse in der östlichen Vejsnäs - Rinne über 2,5 Jahre mit einer aus Mittelwert ( $\bar{X}$ ) und Standardabweichung ( $X'$ ) theoretisch berechneten Zeitreihe, ( Phasenverschiebung  $\varphi = 0$  )

$$(4.1.) \quad \begin{aligned} S &= \bar{S} + S' \cos(\omega t + \varphi) = 23.73 + 1.94 \cos\left(\frac{2\pi}{4} t + \varphi\right) \\ T &= \bar{T} + S' \cos(\omega t + \varphi) = 7.37 + 4.32 \cos\left(\frac{2\pi}{12} t + \varphi\right) \end{aligned}$$

verglichen ( Abb. 31 ). Der Vergleich veranschaulicht auf einfache Weise, daß die beschriebene ca. 3 - 4 monatige Schwankung nach einem Phasensprung von  $\varphi \approx 180^\circ$  ab Juli 1976 ebenfalls eine gewisse Stabilität in ihrem Erscheinen aufweist.

Die ca. 2,5-jährigen Beobachtungen in der Vejsnäs - Rinne sowie die 10-jährigen Messungen im Fehmarn Belt ( Abb. 23 u. 28a ) zeigen, daß Salz-

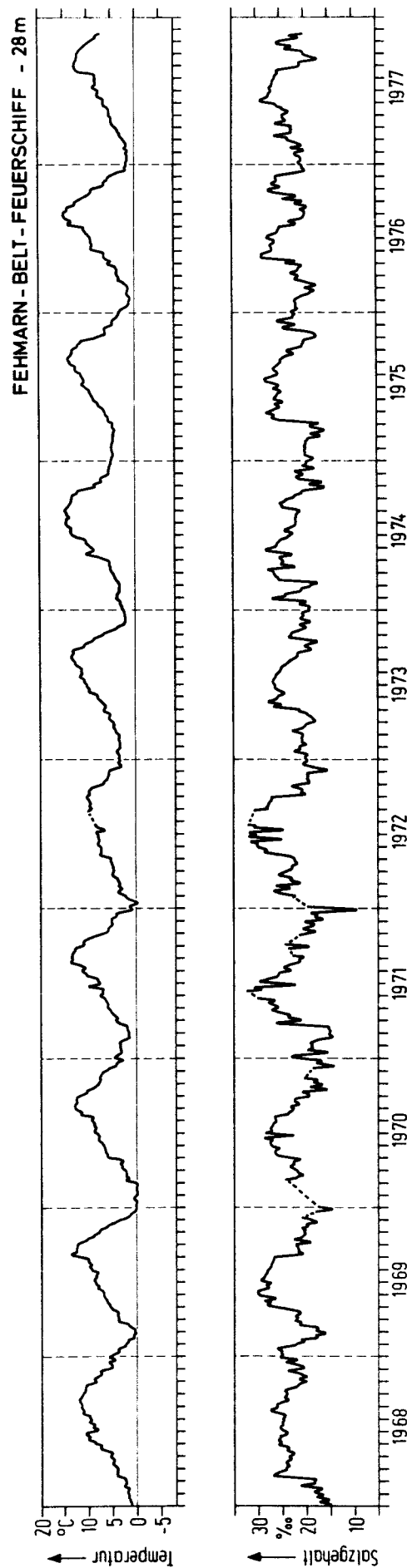


Abb. 28a : Zehn-jährige bodennahe Temperatur- und Salzgehaltsbeobachtungen beim Feuerschiff  
 " Fehmarn Belt " für die Jahre 1968 bis 1977 ( nach DEUTSCHES HYDROGRAPHISCHES  
 INSTITUT )

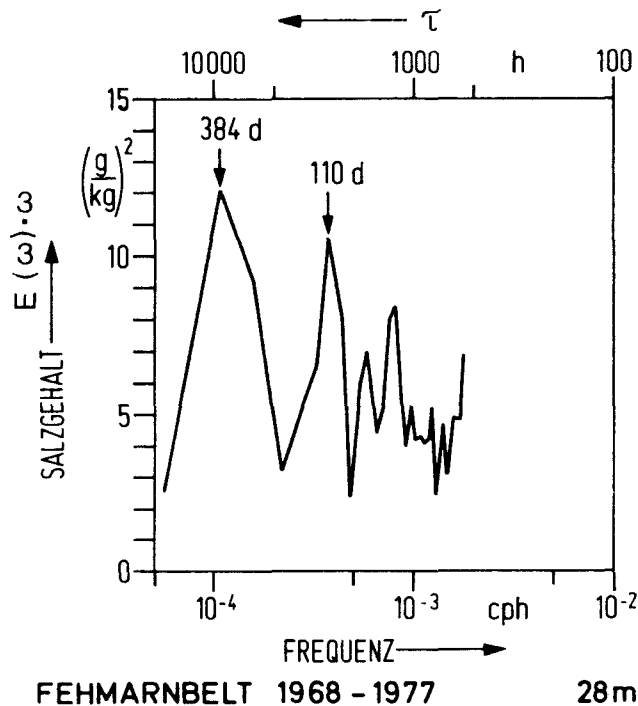


Abb. 28b : Energiespektrum der bodennahen Salzgehaltszeitreihe von 1968 - 1977 ( Abb. 28a ) beim Feuerschiff "Fehmarn Belt".

maxima im Frühjahr, Herbst oder Winter weniger lang andauern als die sommerlichen Extremlagen, obwohl ähnliche Werte erreicht werden. Die Begründung hierfür ist in dem Umstand zu suchen, daß im Winterhalbjahr die Wasserkörper infolge starker Vermischung mehr nebeneinander in der Beltsee anzutreffen sind als übereinander und somit die verstärkenden Effekte durch die thermohaline Schichtung für einen längeren Einstrom von salzreichem Kattegatmischwasser in das Rinnensystem zu dieser Jahreszeit wegfallen ( G. SIEDLER u. G. HATJE, 1974 ). Somit darf man nicht von der Stärke des Vordringens von salzreichem Nordseewasser als Folge der großräumigen atmosphärischen Zirkulation, z.B. März 1977 ( Abb. 30a ), auf die Höhe und Dauer der Salzmaxima in der Beltsee schließen.

Zusammenfassend verdeutlichen die in diesem Kapitel vorgenommenen Untersuchungen, daß neben dem thermohalinen Jahresgang die Schichtungsverhältnisse in der Beltsee durch ca. 3 - 4 monatige Schwankun-

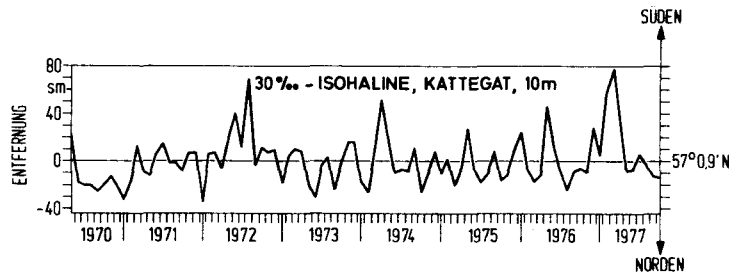


Abb. 29 : Monatliche Entfernung der 30 ‰ - Isohalinen in Oberflächennähe ( 10 m ) von der geographischen Breite 57° 0.9' N im Kattegat in den Jahren 1970 - 1977 ( nach INTERNATIONAL COUNCIL FOR THE EXPLORATION OF THE SEA, Monthly Synoptic Charts 1970 - 1977 ).

gen geprägt werden können. Diese werden mit der mittleren jährlichen atmosphärischen Zirkulation über dem Übergangsgebiet zwischen Nord- und Ostsee begründet, da sie im gleichen Rhythmus längere Ein- und Ausstromlagen in den Ostseeezugängen erzeugen kann. Beobachtete sekundäre Bodensalzmaxima in den Rinnen der Beltsee, die zwangsläufig mit diesen Einstromsituationen verbunden sind, stellen ein Maß für die Stabilität der ca. 3 - 4 monatigen Schwankungen dar. Anhand von langzeitigen Aufzeichnungen wird deutlich, daß sekundäre Salzmaxima westlich der Darsser Schwelle nur äußerst unregelmäßig erscheinen. Zeitweise jedoch, z.B. von Juli 1976 bis November 1977 ( Abb. 31 ) weisen die ca. 3 - 4 monatigen Schwankungen mit sekundären Salzmaxima im Frühjahr und Herbst sowie dem Hauptmaximum im Sommer eine gewisse Stabilität innerhalb einer Dekade auf. Da die Bodensalzgehaltsmaxima in der Beltsee mit einem Vordringen von salzreichem Nordseewasser in den südlichen Kattegat ( 30 ‰ - Isohalinenverlagerung ) gekoppelt sind, müssen Klimaschwankungen in unseren Breiten dafür verantwortlich sein, daß die beobachteten ca. 3 - 4 monatigen Schwankungen keine feste Phasenbeziehung zum stabilen thermohalinen jährlichen Gang in den Schichtungsverhältnissen der Beltsee besitzen. Darüber hinaus zeigen die Beobachtungen, daß ein extremes Vordringen von Nordseewasser in den südlichen Kattegat ( im Mittel ca. alle 5 Jahre zu erwarten ) nicht

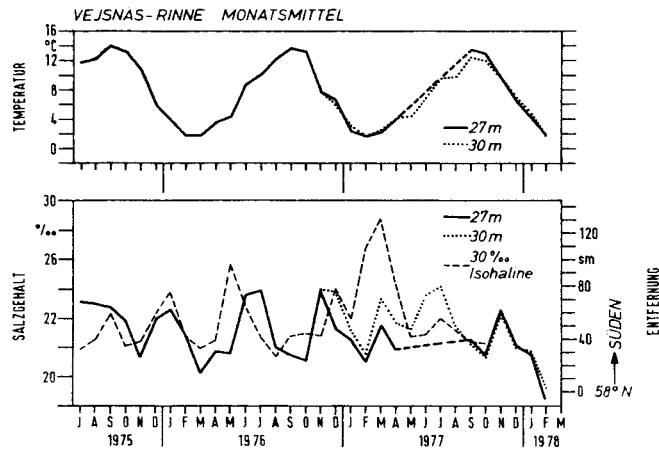


Abb. 30 : Monatsmittel der bodennahen Temperatur und des Salzgehalts in der östlichen Vejsnäs - Rinne ( 27 u. 30 m ) sowie die monatliche Entfernung der 30 ‰ - Isohalinen in Oberflächennähe ( 10 m ) von der geographischen Breite 58° N für den Zeitraum Juli 1975 bis Februar 1978.

immer zu einem Salzwassereinbruch in die Ostsee führt. Im März 1977 wird nur ein schwach ausgeprägtes sekundäres Salzmaximum beobachtet ( Abb. 30 ). Der Vergleich zwischen den bodennahen Salzgehaltsschwankungen mit den Ein- und Ausstromsituationen in der östlichen Vejsnäs - Rinne ( Abb. 23 ) veranschaulicht, daß die zwischen 1975 und 1978 erfaßten sieben Maxima nicht immer mit einer ungestörten längeren Einstromlage gekoppelt sind. Fluktuationen in der Größenordnung von einigen Tagen sind den langperiodischen Vorgängen überlagert.

#### 5. Änderungen über etwa 11 Tage

Ein Ergebnis der spektralen Analyse ist, daß bei ca. 11 Tagen im Strömungsspektrum eine Energiekonzentration vorliegt ( Abb. 21b ). Inwieweit eine ca. 11-tägige quasi-periodische Schwankung die Ein- und Ausstromverhältnisse in der nordöstlichen Kieler Bucht beherrscht, läßt sich nach einer Bandpaßfilterung der Zeitreihen



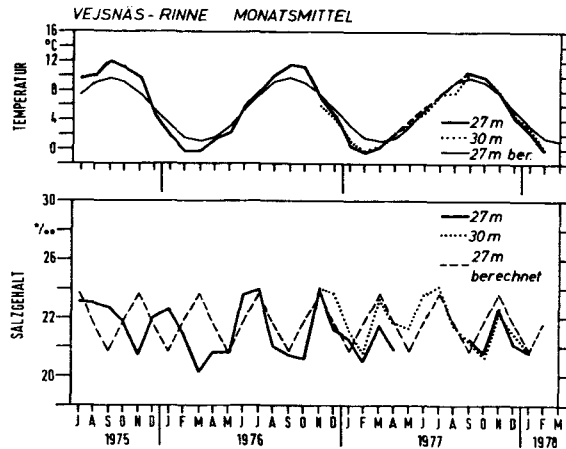


Abb. 31 : Monatsmittel der bodennahen Temperatur und des Salzgehalts in der östlichen Vejnsnäs - Rinne ( 27 und 30 m ) sowie deren Vergleich mit  $S = 23.73 + 1.94 \cos(\frac{2\pi}{12}t + \varphi)$  und  $T = 7.37 + 4.32 \cos(\frac{2\pi}{12}t + \varphi)$  mit  $\varphi = 0$ .  
( Beim Salzgehalt nur Minimum und Maximum eingezeichnet,  $t$  in Monaten )

ermessen. Dafür wird die Filtercharakteristik durch die Wahl der Grenzfrequenzen so bestimmt, daß für die Frequenzen bei den beobachteten Energieminima ( 5.5 und 30 Tage ) im Spektrum ( Abb. 21b ) ein Amplituden-Response von 50 % entsteht. Den Einfluß der Anzahl der Filterfaktoren auf die Charakteristik zeigt Abb. 32. Der Unterschied zwischen der Wahl von 25 zu 40 Filterfaktoren ist in den vorliegenden Zeitreihen nach einer Untersuchung bei Vergleich der durchgelassenen mittleren Gesamtenergien ( Varianzen ) vernachlässigbar klein. Es werden daher 25 Filterfaktoren verwendet.

Der direkte Vergleich der bandpaßgefilterten Zeitreihen der gedrehten Stromkomponente mit der westöstlichen Windschubspannung ( Abb. 33a ), sowie der westöstlichen Windschubspannung mit den Pegelraten von Hirtshals und Frederikshavn ( Abb. 33b ) lassen den Zusammenhang erkennen: Das großräumige Windfeld steuert über Wasserstandsänderungen im nördlichen Kattegat in der Größenordnung von etwa 11 Tagen die Ein- und Ausstromverhältnisse in der östlichen Vejnsnäs - Rinne. Eindrucksvoll

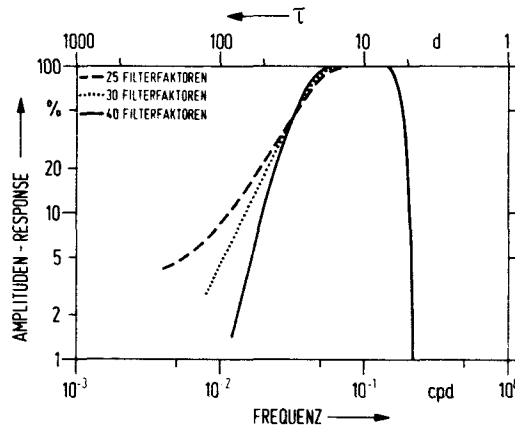


Abb. 32 : Charakteristik der verwendeten Bandpaßfilter.

wird dieses Ergebnis durch Vektor-Zeit-Diagramme der bandpaßgefilterten Zeitreihen demonstriert ( Abb. 34 ). Für die gedrehten Stromkomponenten zeigt sich wieder, daß nach der Koordinatendrehung in Rinnenachsenrichtung die Querkomponente gegenüber der rinnenorientierten Komponente zu vernachlässigen ist. Dagegen ist die Vernachlässigung der Nordsüdkomponente der Windschubspannung gegenüber der Westostkomponente problematisch: Erstere ist nicht zu jedem Zeitpunkt deutlich geringer ausgeprägt als letztere. Über den gesamten Beobachtungszeitraum gesehen ( s. Abb. 5a, 6a und 7a ) und nach der geschilderten sehr guten Korrelation zwischen der westöstlichen Windstresskomponente und den Wasserständen im nördlichen Kattegat, erscheint es aber gerechtfertigt, die meridionale Komponente gegenüber der zonalen, in den weiteren Betrachtungen zu vernachlässigen.

Nachdem die Bedeutung der ca. 11-tägigen Schwankungen für die Ein- und Ausstromverhältnisse in den Ostseezugängen bekannt ist, wird im folgenden das physikalische Konzept zur Erklärung ihrer Anregung näher erläutert:

Nach A. SVANSSON ( 1972 u. 1980 ) ist eine ca. 11-tägige Periode in den Ein- und Ausstromschwankungen als Eigenperiode des Gesamtsystems " Ostsee - Beltsee - Kattegat " zu verstehen. Sie läßt sich bei Vernachlässigung nichtlinearer Effekte in den Zugängen anhand eines Helmholtz - Resonator - Modells für die Ostsee - Region ableiten.

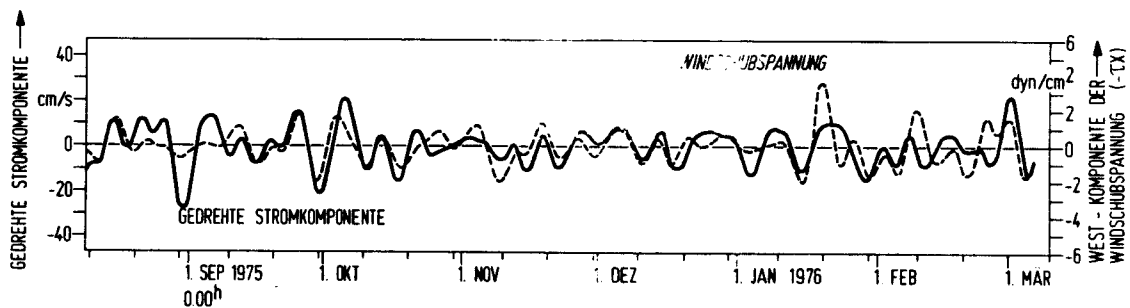


Abb. 33a : Bandpaßgefilterte Zeitreihen (  $5.5 \leq T[d] \leq 30.0$  )  
der in Rinnenachsenrichtung gedrehten Stromkomponente  
in der östlichen Vejsnäs-Rinne ( 27 m ) und der aus  
Winddaten der Wetterstation "Kelds Nor" (Langeland)  
berechneten Westostkomponente der Windschubspannung.

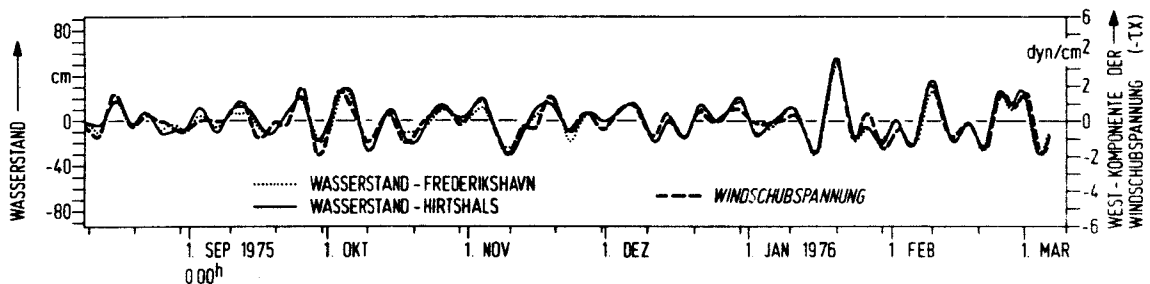


Abb. 33b : Bandpaßgefilterte Zeitreihen (  $5.5 \leq T[d] \leq 30.0$  )  
der Wasserstände im Skagerrak ( Pegelstation "Hirtshals" )  
und im nördlichen Kattegat ( Pegelstation "Frederikshavn" )  
sowie der aus Winddaten der Wetterstation "Kelds Nor"  
(Langeland) berechneten Westostkomponente der Windschub-  
spannung.

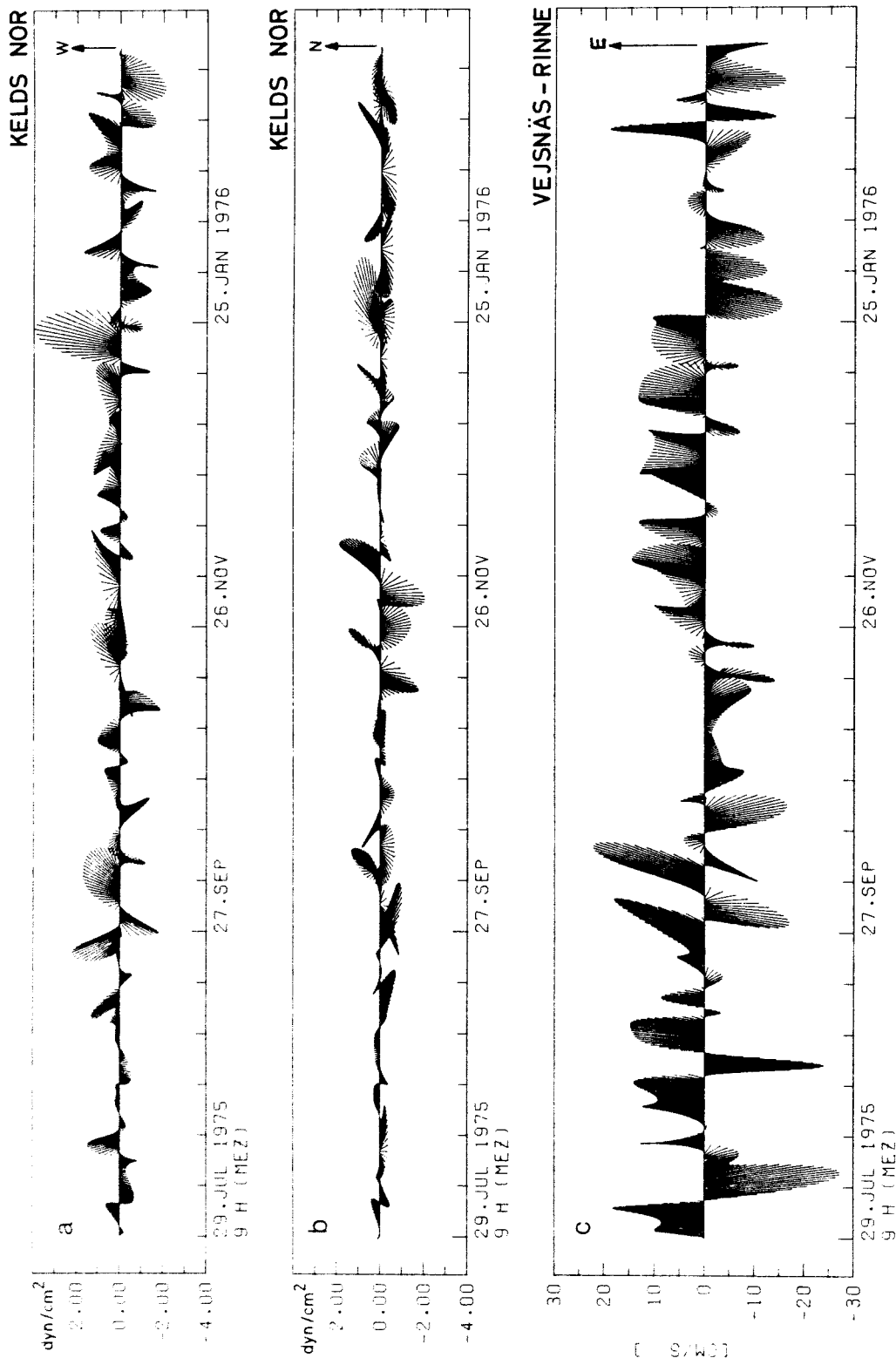
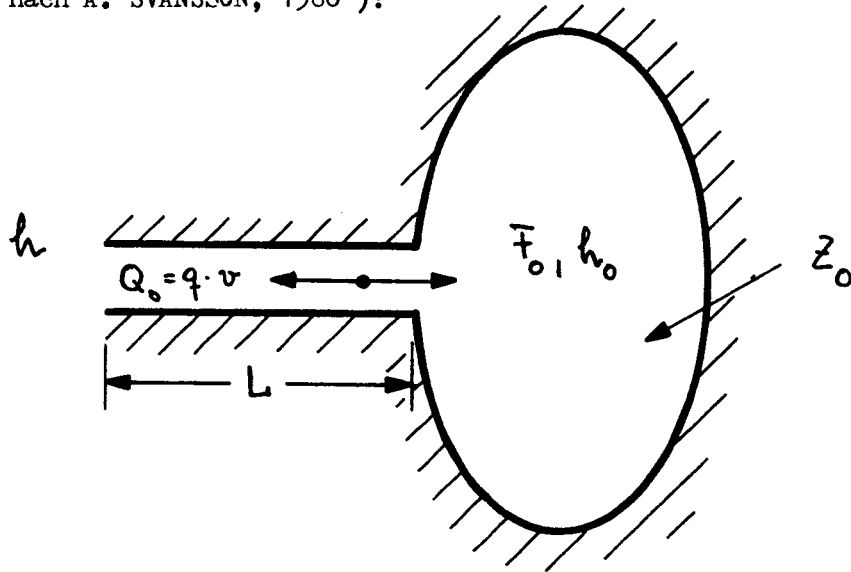


Abb. 34 : Vektor-Zeit-Diagramme der bandpaßgefilterten Windschubspannungskomponenten und gedrehten Stromkomponenten mit a. "Westen" und b. "Norden" sowie c. "Einstrom" senkrecht zur Zeitachse nach oben orientiert.

Dabei wird vorausgesetzt, daß das Übergangsgebiet in erster Näherung als kanalähnliche Verbindung zwischen Ostsee und Kattegat anzusehen ist  
( Skizze nach A. SVANSSON, 1980 ):



- $F_0$  = Oberfläche der Ostsee  $\approx 373\,000\text{ km}^2$   
 ( ohne Beltsee, nach U. EHLIN, I. MATTISSON u. G. ZACHRISSON 1974 )  
 $h_0$  = Wasserstand der Ostsee  
 $z_0$  = Süßwasserzufuhr in die Ostsee = Flußwasser + Niederschlag,  
 - Verdunstung ( W. BROGMUS, 1952 : 1921 - 1930  $\approx 472\text{ km}^3/\text{Y}$   
 Z. MIKULSKI, 1972 : 1951 - 1970  $\approx 439\text{ km}^3/\text{Y}$  )  
 $Q_0$  = Volumentransport in die Ostsee, Einstrom positiv  
 $q$  = Wirkungsquerschnitt der Ostseeezugänge  
 $L$  = " Kanallänge " der Ostseeezugänge  
 $v$  = Geschwindigkeit  
 $h$  = Wasserstand im Kattegat

Unter der Voraussetzung, daß die Kanallänge (  $L$  ) sehr viel kleiner ist als die Wellenlänge der Wasserstandsänderungen im Kattegat in dem hier betrachteten Frequenzbereich, dient das Ostseebecken nur noch als Wasserspeicher, der Volumenänderungen durch Transportraten entlang des Kanals erfährt. Unter diesen vereinfachten Bedingungen kann der Druckgradient im Kanal durch die Wasserstandsdifferenz zwischen Ostsee und Kattegat ersetzt werden. Der Volumentransport im Kanal (  $v \cdot q$  ) resultiert allein aus dem Gleichgewicht zwischen Trägheitskraft auf der einen sowie Druckgradientenkraft und Reibungskraft auf der anderen Seite. Mit einem

linearen Reibungsansatz lautet die vereinfachte Bewegungsgleichung:

$$(5.1) \quad \frac{dv}{dt} = \frac{g}{L} \cdot (h - h_0) - r \cdot v$$

(  $g$  : Erdbeschleunigung,  $r$  : Reibungskoeffizient,  $t$  : Zeit )  
Die Änderungsrate des Wasservolumens (  $F_0 \cdot \frac{dh_a}{dt}$  ) im Ostseebecken ist gleich dem Volumentransport entlang des Kanals plus der Süßwasserzufuhr  $Z_0$ :

$$(5.2) \quad \bar{F}_0 \cdot \frac{dh_0}{dt} = Z_0 + g \cdot v$$

Aus der vereinfachten Bewegungsgleichung ( 5.1 ) und der Kontinuitätsgleichung ( 5.2 ) ergibt sich die lineare Differentialgleichung für die Strömung  $v$  nach Eliminierung von  $h_0$  zu:

$$(5.3) \quad \frac{d^2 v}{dt^2} + r \cdot \frac{dv}{dt} + \omega_0^2 \cdot v = \frac{g}{L} \cdot \frac{dh}{dt} - \frac{g}{L} \cdot \frac{Z_0}{F_0} ;$$

d.h. die Gleichung einer erzwungenen gedämpften Schwingung mit der Eigenkreisfrequenz

$$(5.4) \quad \omega_0^2 = \frac{g \cdot \bar{F}_0}{L \cdot F_0} = \frac{4\pi^2}{T_0^2}$$

(  $T_0$  : Eigenperiode )

für das ungedämpfte Schwingungsverhalten des Gesamtsystems " Ostsee-Beltsee-Kattegat".

Bei einer Periode von ca. 11 Tagen ergibt sich für das Verhältnis  $\frac{g}{L}$ , die "Wirklänge", mit  $F_0 = 373\,000 \text{ km}^2$ :

$$(5.5) \quad \frac{g}{L} = \frac{\bar{F}_0 \cdot \omega_0^2}{g} = 1.66 \cdot 10^{-3} \text{ km}$$

Bei der Wahl von  $L \approx 150 \text{ km}$  für die mittlere Entfernung "Ostsee -

Kattegat", und einem mittleren Wirkungsquerschnitt  $q \approx 0.25 \text{ km}^2$  für die Beltsee kann die Wirklänge annähernd bestätigt werden. Das Konzept des Helmholtz - Resonator - Modells sollte aber nicht durch exakte Zahlen für  $q$  und  $L$  überzeugen, sondern durch die Möglichkeit, die stark ausgeprägten quasiperiodischen Schwankungen in der Größenordnung von 11 Tagen als Resonanzüberhöhung beschreiben zu können ( Abb. 33 u. 34 ). Da die Lösung der Schwingungsgleichung ( 5.3 ) für die Simulation der bandpaßgefilterten Zeitreihen in Abb. 33a verwendet wird, die aufgrund der Filtertechnik Schwankungen um ein mittleres Niveau  $\bar{Q}_0 = q \cdot \bar{v}$  zeigen, ergibt sich durch Einsetzen der Störungsansätze:

$v(t) = \bar{v} + v'(t)$ ,  $h(t) = \bar{h} + h'(t)$ ,  $z_0(t) = \bar{z}_0 + z'_0(t)$   
für den Mittelwert

$$( 5.6 ) \quad \bar{v} \cdot q = \bar{Q}_0 = - \bar{z}_0$$

sowie für die Abweichungen  $v'$  die Schwingungsgleichung

$$( 5.7 ) \quad \frac{d^2 v'}{dt^2} + r \cdot \frac{dv'}{dt} + \omega_0^2 v' = \frac{q}{L} \cdot \frac{dh'}{dt} - \frac{q}{L} \cdot \frac{z'_0}{F_0}$$

Das langzeitige Mittel in den Strömungen ist proportional der mittleren Süßwasserzufuhr ins Ostseebecken ( M. KNUDSEN, 1900 ). In der Periode Juli 1975 bis März 1976 wird im Mittel eine Süßwasserzufuhr  $\bar{z}_0$  von ca.  $10^4 \text{ m}^3/\text{sec}$  beobachtet ( T.S. JAKOBSEN, 1980 ). Damit ergibt sich für den klimabedingten Abfluß aus der Ostsee eine mittlere Strömungsgeschwindigkeit  $\bar{v} = -4 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$  im Beobachtungszeitraum. Da die Abweichungen  $z'_0$  von der mittleren Süßwasserzufuhr  $\bar{z}_0$  in diesen Monaten gering sind, weil der Zufluß erst im April, Mai und Juni 1976 als Folge der Schneeschmelze seine Spitzen erreicht, ist der Term  $q \cdot z'_0 \cdot (L \cdot F_0)^{-1}$  in ( 5.7 ) vernachlässigbar klein. Die Transportschwankungen sind damit nur noch von den Wasserstandsänderungen im Kattegat und von den Dämpfungseffekten in der Beltsee abhängig.

$$( 5.8 ) \quad \frac{d^2 v'}{dt^2} + r \cdot \frac{dv'}{dt} + \omega_0^2 v' = \frac{q}{L} \frac{dh'}{dt}$$

Bei einer zeitlich variablen Anregung ergibt sich die analytische Lösung der Differentialgleichung ( 5.8 ) nach M.R. SPIEGEL ( 1965 ) zu:

$$\begin{aligned}
 (5.9) \quad v'(t) &= -\frac{g}{L} \cdot \int_0^t \frac{e^{-\alpha t'}}{\omega} (\alpha \sin \omega t' - \omega \cos \omega t') \cdot h'(t-t') \cdot dt' \\
 &\quad + \frac{e^{-\alpha t}}{\omega} \cdot \overset{\circ}{v} (\alpha \sin \omega t - \omega \cos \omega t) + \hat{v} \frac{e^{-\alpha t}}{\omega} \sin \omega t \\
 &= -\frac{g}{L} \cdot \left\{ G(t) * h'(t) \right\} + \overset{\circ}{v} \cdot G(t) + \hat{v} \frac{e^{-\alpha t}}{\omega} \sin \omega t
 \end{aligned}$$

mit den Anfangsbedingungen:

$$v'(t=0) = \overset{\circ}{v} ; \quad \frac{dv'(t=0)}{dt} = \hat{v} ; \quad h'(t=0) = 0 ;$$

und der Kreisfrequenz des gedämpften Resonators:

$$(5.10) \quad \omega^2 = \omega_0^2 - \alpha^2 ;$$

und der Abklingkonstante:

$$(5.11) \quad \alpha = \frac{r}{2} ;$$

(  $\int$  ) : Faltungsintegral;  $G(t)$ : Green'sche Funktion;  $t'$ : Zeitskala der Impuls-Response - Funktion ).

Die Phasendifferenz beträgt

$$(5.12) \quad \varphi = \arctan \left( \frac{2 \cdot \omega}{\alpha} \right) .$$

Für eine Resonanzüberhöhung im Spektrum ( Amplituden-Response )

$$(5.13) \quad \frac{\tilde{v}}{\tilde{h}} = \left\{ \left( 1 - \left( \frac{\omega}{\omega_0} \right)^2 \right)^2 + \frac{r^2 \omega^2}{\omega_0^4} \right\}^{-\frac{1}{2}}$$

muß die Bedingung

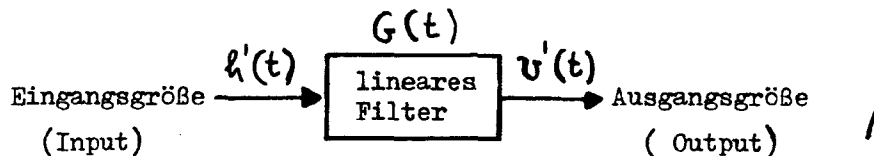
$$(5.14) \quad \alpha < \frac{\omega_0}{\sqrt{2}}$$

erfüllt sein ( $\tilde{v}, \tilde{h}$  : Amplituden der Lösung von ( 5.8 )  $v'(t) = \tilde{v} e^{-i\omega_0 t}$  bzw. der sinusoidalen Anregung  $h'(t) = \tilde{h} e^{-i\omega_0 t}$  ).



Die analytische Lösung ( 5.9 ) der linearen Differentialgleichung ( 5.8 ) beschreibt das zeitliche Verhalten eines Wasserteilchens konstanter Dichte in einem schwingungsfähigen System, welches durch die Green'sche Funktion charakterisiert ist. Ob mit Hilfe des hier geschilderten physikalischen Konzepts für einen gedämpften Resonator die beobachteten energiereichen langperiodischen Schwankungen von etwa 11 Tagen in den Ein- und Ausstromverhältnissen in der östlichen Vejsnäs-Rinne als Resonanzüberhöhungen in einem schematisierten System "Ostsee - Beltsee - Kattegat" gedeutet werden können, ist daher davon abhängig, inwieweit die Bedingung für eine schwach gedämpfte erzwungene Schwingung anhand der bandpaßgefilterten Daten nachzuweisen ist. Hierfür wird im folgenden eine inverse Methode entwickelt.

Mit dem Helmholtz-Resonator-Modell werden die Eigenschaften eines linearen dynamischen Systems beschrieben. Dabei passiert die Eingangsgröße ( Input )  $h'(t)$ , die Abweichungen der Wasserstandsschwankungen von einem langzeitigen Mittel im Kattegat, ein lineares stabiles Filter



dessen Eigenschaften durch die Green'sche Funktion  $G(t)$  beschrieben werden. Für einen kontinuierlichen Input  $h'(t)$  erhält man den kontinuierlichen Output  $v'(t)$ , hier die Strömung in der östlichen Vejsnäs-Rinne in einem bestimmten Periodenbereich und damit die Abweichungen von einem mittleren Niveau, durch die Faltung

$$( 5.15 ) \quad v'(t) = \int_0^{\infty} G(t') h'(t-t') dt' .$$

Das Faltungsintegral ( 5.15 ) ist die allgemeine Lösung der Schwingungsgleichung ( 5.8 ) mit der kontinuierlichen Impuls -Response-Funktion  $G(t)$ . Die hier verwendeten Zeitreihen liegen aber als diskrete Werte zur Zeit  $t$  vor. Im folgenden verwenden wir  $h_t^i$  für den Input und  $v_t^i$  für den Output eines dynamischen Systems.

Der Output eines dynamischen Systems läßt sich einerseits auf einfache Weise als Linearkombination in der Form

$$v'_t = h'_t + \beta_1 h'_{t-1} + \dots + \beta_q h'_{t-q}$$

$$v'_t = (1 + \beta_1 B + \beta_2 B^2 + \dots + \beta_q B^q) h'_t$$

$$(5.16) \quad v'_t = \beta(B) h'_t$$

mit dem Differenzenoperator

$$(5.17) \quad B^m h'_t = h'_{t-m}$$

darstellen ( G. BOX and G. JENKINS, 1970 ). Dabei wird der Output zu irgendeiner Zeit als Summe des Inputs zu den Zeiten  $t, t-1, t-2, \dots$  verstanden. Das stochastische Modell ( 5.16 ) beschreibt einen sogenannten " moving average ( MA ) process " der Ordnung  $q$ . Der Operator  $\beta(B)$  wird als MA - Operator bezeichnet. Andererseits kann der Output eines dynamischen Systems auch als " autoregressive " verstanden werden, wenn der Prozeß sich nach einmaliger Anregung aus sich selbst heraus fortentwickelt. Dann ist der Output  $v'_t$  zu irgendeiner Zeit  $t$  als Summe der Werte zu den Zeiten  $t-1, t-2, \dots$  und der Anregung  $h'_t$  zur Zeit  $t$  zu verstehen. Die Linearkombination für einen " autoregressive (AR ) process " der Ordnung  $p$  lautet dann:

$$v'_t = \delta_1 v'_{t-1} + \delta_2 v'_{t-2} + \dots + \delta_p v'_{t-p} + h'_t$$

$$(1 - \delta_1 B - \delta_2 B^2 - \dots - \delta_p B^p) v'_t = h'_t$$

$$(5.18) \quad \delta(B) v'_t = h'_t$$

Der Operator  $\delta(B)$  wird als AR-Operator bezeichnet.

Für eine bessere Anpassung einer Theorie an die aktuellen Daten erscheint es nunmehr nützlich, beide möglichen stochastischen Modelle ( 5.16 und 5.18 ) zu kombinieren. Die Linearkombination für dieses sogenannte "mixed autoregressive-moving average model" ( ARMA - Modell ) lautet demnach:

$$v'_t = \delta_1 v'_{t-1} + \delta_2 v'_{t-2} + \dots + \delta_p v'_{t-p} + h'_t + \beta_1 h'_{t-1} + \dots + \beta_q h'_{t-q}$$

oder

$$( 5.19 ) \quad \delta(B) v'_t = \beta(B) h'_t$$

mit

$$\delta(B) = 1 - \delta_1 B - \delta_2 B^2 - \dots - \delta_p B^p$$

und

$$\beta(B) = 1 + \beta_1 B + \beta_2 B^2 + \dots + \beta_q B^q$$

Mit ( 5.19 ) zu:  $\chi(B) = \beta(B) \delta(B)^{-1}$  ergibt sich der Ausdruck

$$( 5.20 ) \quad v'_t = \chi(B) h'_t$$

Die Trägheit eines dynamischen Systems kann durch ein " lineares Filter " der Form

$$( 5.21 ) \quad v'_t = \chi_0 h'_t + \chi_1 h'_{t-1} + \chi_2 h'_{t-2} + \dots$$

dargestellt werden. Der Operator  $\chi(B)$  wird als "Transfer-Funktion" bezeichnet, und die Gewichtungsfaktoren  $\chi_0, \chi_1, \chi_2, \dots$  zusammen bilden die " Impuls -Response-Funktion ". Es darf kein unmittelbarer " Amplituden-Response " erwartet werden, falls einer oder mehrere der ersten Gewichtungsfaktoren Null sind. Durch die bereits getroffene Wortwahl deutet sich an, daß der Ausdruck ( 5.20 ) in die allgemeine Lösung ( 5.15 ) einer linearen Gleichung

$$v'(t) = \int_{-\infty}^{\infty} \chi(t') h'(t-t') dt'$$

übertragen werden kann, wobei  $\chi(t')$  die kontinuierliche Impuls - Response-Funktion ist. Wir erkennen, daß der Output  $v'(t)$  durch

eine kontinuierliche gewichtete Summe erzeugt wird, ebenso wie der diskrete Wert  $v'_t$  durch eine Summe diskreter gewichteter Werte  $h'_t$ . Es wird daher nochmals von der linearen Differentialgleichung des Helmholtz-Resonator-Modells ausgegangen, um nach der Diskretisierung die Bedingung für schwach gedämpfte Schwingungen abzuleiten.

Die lineare Differentialgleichung 2. Ordnung, d.h. die Schwingungsgleichung für das Helmholtz-Resonator-Modell ( 5.8 ) lautete :

$$\frac{d^2 v'}{dt^2} + 2\alpha \frac{dv'}{dt} + \omega_0^2 v' = \frac{g}{L} \frac{dh'}{dt} \quad ( 5.8 )$$

Für die Diskretisierung der Gleichung ( 5.8 ) ergibt sich nach M. ABRAMOWITZ and I.A. SEGUN ( 1965 ) mit dem Differenzenoperator B ( 5.17 ) und  $\Delta t = 1$  :

$$\begin{aligned} \frac{d^2 v'}{dt^2} &= v'_{t+1} - 2v'_t + v'_{t-1} = (1-B)^2 \cdot v'_t B^{-1} \\ \frac{dv'}{dt} &= \frac{1}{2} (v'_{t+1} - v'_{t-1}) = (1-B^2) v'_t \cdot \frac{1}{2} \cdot B^{-1} \end{aligned}$$

Eingesetzt in den Ausdruck ( 5.8 ) folgt:

$$(1-B)^2 v'_t B^{-1} + \alpha (1-B^2) v'_t B^{-1} + \omega_0^2 v'_t = \hat{g} (1-B^2) h'_t B^{-1}$$

Nach einigen Umformungen lautet das analoge ARMA - Modell zur Schwingungsgleichung ( 5.8 ) :

$$\begin{aligned} (1 - \delta_1 B - \delta_2 B^2) v'_t &= (\tilde{\beta}_0 + \tilde{\beta}_1 B + \tilde{\beta}_2 B^2) h'_t \\ ( 5.22 ) \quad \delta(B) v'_t &= \tilde{\beta}(B) h'_t \end{aligned}$$

mit den Gewichtungsfaktoren:

$$\begin{aligned} \delta_1 &= (2 - \omega_0^2) \cdot (1 + \alpha)^{-1} ; \quad \delta_2 = (\alpha - 1) (\alpha + 1)^{-1} \\ ( 5.23 ) \quad \tilde{\beta}_0 &= \tilde{\beta}_2 = \hat{g} (1 + \alpha)^{-1} ; \quad \tilde{\beta}_1 = 0 ; \quad \hat{g} = g \cdot (2 \cdot L)^{-1} . \end{aligned}$$

Damit erhält man für eine Realisierung von  $v'_t$  zu irgendeinem Zeitpunkt  $t$ :

$$(5.24) \quad v'_t = \delta_1 v'_{t-1} + \delta_2 v'_{t-2} + \tilde{\beta}_0 h'_t + \tilde{\beta}_1 h'_{t-1} + \tilde{\beta}_2 h'_{t-2}.$$

Das ARMA - Modell ( 5.24 ) berücksichtigt für  $\tilde{\beta}_1 \neq 0$  gegenüber dem Helmholtz-Resonator-Modell für die Bewegung des linearen dynamischen Systems neben der 1. Ableitung des Inputs noch die 2. Ableitung. Durch die Hinzunahme höherer Änderungsraten der Eingangsgröße wird nur ein stärkerer Einfluß des Inputs auf das Verhalten des Systems zugelassen.

Das ARMA - Modell ( 5.24 ) realisiert schwach gedämpfte erzwungene Schwingungen analog zu der Bedingung ( 5.14 ) :

$$\alpha < \frac{\omega_0}{\sqrt{2}},$$

wenn die Voraussetzung:

$$(5.25) \quad \delta_1 (1 - \delta_2) > 4 \delta_2$$

erfüllt ist. Bei der Herleitung der Bedingung ( 5.25 ) ergibt sich nach ( 5.23 ) für die Eigenkreisfrequenz  $\omega_0$ :

$$(5.26) \quad \omega_0^2 = 2 \left\{ 1 - \delta_1 (1 - \delta_2)^{-1} \right\}$$

und für die Abklingkonstante  $\alpha$  :

$$(5.27) \quad \alpha = (1 + \delta_2) \cdot (1 - \delta_2)^{-1}.$$

Mit der Bedingung  $\delta_2 = -1$  wird analog zu  $\alpha = 0$  eine ungedämpfte Schwingung mit dem Ausdruck ( 5.24 ) realisiert.

Die Parameter  $\{\delta_1, \delta_2, \tilde{\beta}_0, \tilde{\beta}_1, \tilde{\beta}_2\}$  werden nach der Methode der kleinsten Quadrate bestimmt. Danach muß die Summe

$$\sum (v'_t - \delta_1 v'_{t-1} - \delta_2 v'_{t-2} - \tilde{\beta}_0 h'_t - \tilde{\beta}_1 h'_{t-1} - \tilde{\beta}_2 h'_{t-2})^2 = \sum \varepsilon_t^2$$

ein Minimum werden. Die Bedingung dafür ist das Verschwinden der partiellen Ableitungen:

$$\frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial \delta_1} \sum \varepsilon_t^2 = \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial \delta_2} \sum \varepsilon_t^2 = 0;$$

$$\frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial \tilde{\beta}_0} \sum \varepsilon_t^2 = \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial \tilde{\beta}_1} \sum \varepsilon_t^2 = \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial \tilde{\beta}_2} \sum \varepsilon_t^2 = 0.$$

Daraus folgt das Gleichungssystem:

$$(5.29) \quad \underset{\approx}{A} \cdot \underset{\approx}{X} = \underset{\approx}{C} ,$$

mit dem Vektor  $\underset{\approx}{C}$  :

$$(5.29) \quad \underset{\approx}{C} = \left\{ \sum (v'_t v'_{t-1}), \sum (v'_t v'_{t-2}), \sum (v'_t h'_t), \sum (v'_t h'_{t-1}), \right. \\ \left. \sum (v'_t h'_{t-2}) \right\} ,$$

dem Lösungsvektor  $\underset{\approx}{X}$  :

$$(5.30) \quad \underset{\approx}{X} = \left\{ \delta_1, \delta_2, \tilde{\beta}_0, \tilde{\beta}_1, \tilde{\beta}_2 \right\} ,$$

sowie der Kovarianzmatrix  $\underset{\approx}{A}$  :

$$\begin{array}{cccccc} \sum (v'_{t-1})^2 & \sum (v'_{t-1} v'_{t-2}) & \sum (v'_{t-1} h'_t) & \sum (v'_{t-1} h'_{t-1}) & \sum (v'_{t-1} h'_{t-2}) \\ \sum (v'_{t-1} v'_{t-2}) & \sum (v'_{t-2})^2 & \sum (v'_{t-2} h'_t) & \sum (v'_{t-2} h'_{t-1}) & \sum (v'_{t-2} h'_{t-2}) \\ \sum (v'_{t-1} h'_t) & \sum (v'_{t-2} h'_t) & \sum (h'_t)^2 & \sum (h'_t h'_{t-1}) & \sum (h'_t h'_{t-2}) \\ \sum (v'_{t-1} h'_{t-1}) & \sum (v'_{t-2} h'_{t-1}) & \sum (h'_t h'_{t-1}) & \sum (h'_{t-1})^2 & \sum (h'_{t-1} h'_{t-2}) \\ \sum (v'_{t-1} h'_{t-2}) & \sum (v'_{t-2} h'_{t-2}) & \sum (h'_t h'_{t-2}) & \sum (h'_{t-1} h'_{t-2}) & \sum (h'_{t-2})^2 \end{array}$$

$$= \underset{\approx}{A} \quad (5.31) .$$

Für die Simulation der bodennahen langperiodischen Ein- und Ausstromschwankungen in der Größenordnung von 11 Tagen in der östlichen Vejsnäs-Rinne ( Abb. 33a u. 34 ) wird ein ARMA - Modell mit der Realisierung ( 5.24 ) benutzt. Mit Hilfe eines hierfür entwickelten Computer - Programms werden die Koeffizienten der Kovarianzmatrix  $\hat{R}$  bestimmt, und das Gleichungssystem ( 5.24 ) mit dem Lösungsvektor  $\hat{x} = \{ \hat{\sigma}_1, \hat{\sigma}_2, \hat{\beta}_0, \hat{\beta}_1, \hat{\beta}_2 \}$  unter Hinzunahme der Prozedure FØ-4-AAA der NAG - Bibliothek (1977) gelöst. Für alle Simulationsrechnungen sind die Rechenanlagen des Rechenzentrums der Universität Kiel benutzt worden. Bei der Simulation der langperiodischen Ein- und Ausstromverhältnisse soll folgende Frage beantwortet werden: Lassen sich durch inverse Anpassung der Daten an die lineare Modelltheorie die Bedingungen für Resonanzüberhöhungen im Bereich von 11 Tagen nachweisen?

Die Vergleiche zwischen den bandpaßgefilterten Zeitreihen ( $5.5 \leq T[d] \leq 30.0$ ) der westöstlichen Windstresskomponente und den Pegelaufzeichnungen in Hirtshals ( Skagerrak ) und Frederikshavn ( nördliches Kattegat ) zeigen, daß die Wasserstandsänderungen im nördlichen Kattegat ohne Phasendifferenzen von der großräumigen atmosphärischen Zonalzirkulation direkt erzeugt werden. Für die Modellrechnungen kann deshalb auch der zonale Windstress ( $\tau^*$ ) selbst als Input-Größe verwendet werden. Parallele Untersuchungen mit allen drei möglichen Input-Größen ergaben keine nennenswerten Unterschiede in den Ergebnissen. Aus diesem Grunde werden im folgenden in erster Linie nur die Ergebnisse der Modellrechnungen mit der westöstlichen Windstresskomponente als Input-Größe diskutiert.

Die Tabellen 3a und 3b geben einen Überblick über das Ergebnis der Simulationsrechnungen für die langperiodischen Ein- und Ausstromschwankungen. Zum Vergleich wird das Ergebnis des einfachen Regressionsmodells anhand von Tagesmittelwerten in der unteren Zeile der Tabelle aufgeführt. Es werden 8 Realisierungen des ARMA - Modells ( 5.24 ) miteinander verglichen. Zunächst wird versucht, für eine längere Zeitspanne innerhalb des gezeigten Zeitraumes die Daten der Schwingungstheorie anzupassen ( 28.8.1975 - 21.1.1976 ), danach siebenmal für quasi-monatliche Zeiträume zwischen dem 9.8.1975 und 6.3.1976. Neben dem optischen Vergleich zwischen berechneten und gemessenen Werten ( Abb. 35a u. 35b ) zeigen die Ergebnisse in der Tabelle 3a, daß im Mittel stets eine schwach gedämpfte

Schwingung in der Größenordnung von ca. 11 Tagen beobachtet wird. Die mit Hilfe des Gleichungssystems ( 5.28 ) gefundene Eigenperiode  $T_0$  des hier beschriebenen gedämpften Resonators schwankt zwischen 9.9 und 17.7 Tagen. Diese beiden Extremwerte ergeben in der Zeit Oktober-November die optimalste Anpassung an die gemessenen Werte. Sonst schwankt  $T_0$  lediglich zwischen 11.3 und 10.4 Tagen, in dem längeren Zeitraum August-Januar, wo quasi die mittleren Bedingungen gefunden werden, beträgt die Eigenperiode  $T_0 = 10.94$  Tage. Die Abklingkonstante  $\alpha$  ist im Mittel eine Zehnerpotenz kleiner als die Eigenkreisfrequenz  $\omega_0$ , so daß die Bedingung ( 5.14 ) oder ( 5.25 ) für die Existenz einer Resonanzüberhöhung in einem gedämpften Resonator in jedem Falle erfüllt ist. Bei Phasendifferenzen zwischen  $86.1 \leq \varphi^\circ \leq 88.4$  bewirkt  $\alpha$  nur eine minimale Frequenzverschiebung der Resonanzstelle  $\omega_0$  im Spektrum ( $\omega^2 \approx \omega_0^2$ ). Die inverse Anpassung der Werte an die Realisierung ( 5.24 ) für das exakte analoge ARMA - Modell zum Helmholtz-Resonator-Modell mit 1 MA - Parameter ( $\tilde{\beta}_0 = \tilde{\beta}_2, \tilde{\beta}_1 = 0$ ) im Zeitraum 28.8.1975 - 21.1.1976 zeigt, daß sich die AR - Parameter ( $\delta_1, \delta_2$ ) kaum gegenüber dem Modell mit 3 MA - Parameter ( $\tilde{\beta}_1 \neq 0$ ) verändern. Ein weiterer Beweis dafür, daß in dem beobachteten ARMA - Prozeß die "autoregressive" Komponente dominiert, was letztlich nur durch vorhandene Resonanzüberhöhungen im System verständlich wird. Die Annahme  $\tilde{\beta}_0 = \tilde{\beta}_2$  bei der Diskretisierung der Schwingungsgleichung ( 5.8 ) wird näherungsweise nach der Anpassung durch die Methode der kleinsten Quadrate erfüllt ( Tabelle 3b ).

Die Güte der Simulationsrechnungen schwankt zwischen  $S = 0.06$  und  $S = 0.81$ , und die Korrelationskoeffizienten zwischen den berechneten und gemessenen Werten schwanken zwischen  $r_1 = 0.97$  und  $r_1 = 0.47$ . Abgesehen von den Extremwerten  $S_1 = 0.81$  und  $S_1 = 0.79$  bzw.  $r_1 = 0.47$  und  $r_1 = 0.48$  liegt die Güte der Modellrechnungen zwischen  $0.06 \leq S_1 \leq 0.49$  und  $0.75 \leq r_1 \leq 0.97$  bei den Korrelationskoeffizienten. Im Mittel werden die Simulationsrechnungen mit einem Fehler  $< 50\%$  durchgeführt, was gegenüber der einfachen Modellierung mit einem linearen Regressionsmodell  $v_t^1 = A_0 + A_1 \cdot t^1$ , mit Abweichungen im Mittel  $> 50\%$  als Erfolg gewertet werden muß. Für zwei



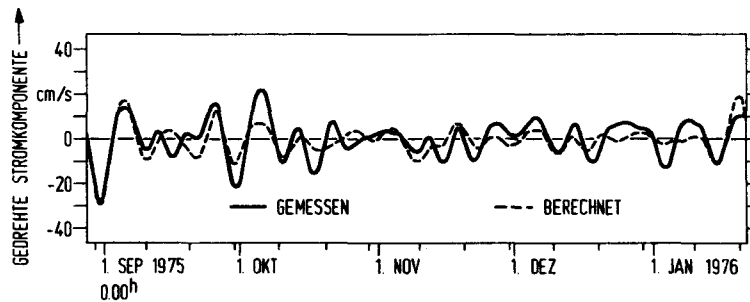


Abb. 35a : Vergleich der gemessenen und berechneten Strömungswerte für ca. 11-tägige Änderungen in dem Zeitraum 28.8.75 bis 21.1.76, östliche Vejnsnäs-Rinne ( 27 m ) ( Modell-Parameter s. Tabellen 3a und 3b ).

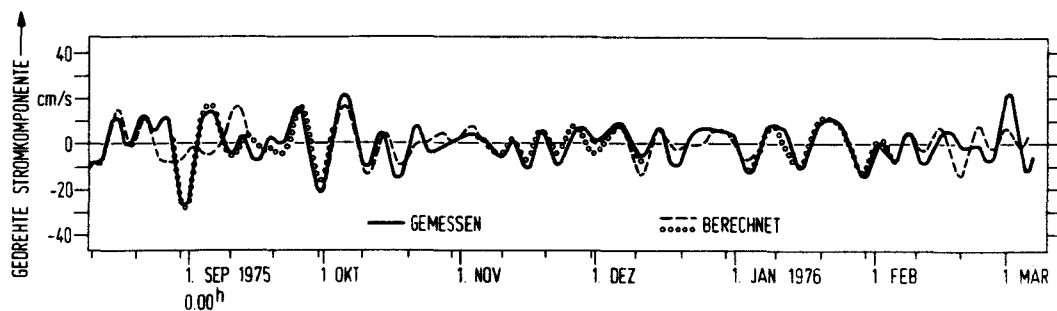


Abb. 35b : Vergleich der gemessenen und berechneten Strömungswerte für ca. 11-tägige Änderungen in der östlichen Vejnsnäs-Rinne ( 27 m ) in 7 annähernd monatlichen Zeiträumen zwischen dem 9.8.75 und 6.3.76 ( Modell-Parameter s. Tabellen 3a und 3b ).

quasi-monatliche Simulationsrechnungen konnte anhand der Pegeldaten von Frederikshavn als Input-Größe ein etwas besseres Ergebnis erzielt werden. Es ist daher in der Tabelle 3a vermerkt. Alle Modellansätze überzeugen nicht in den Zeiträumen 9.8. - 14.9.1975 und 30.1. - 6.3.1976. Modellrechnungen mit quadratischem Reibungsansatz von A. STIGEBRANDT ( 1980 u. 1980a ) und mit linearem Reibungsansatz von A. SVANSSON ( 1980 ) zeigen ebenfalls im Februar die stärksten Abweichungen zwischen den berechneten und den gemessenen Werten. Als Ursache hierfür sind die nicht berücksichtigten Abweichungen vom langzeitigen Mittel in der Süßwasserzufuhr zu nennen ( $z_0^1$ ).

#### Erläuterungen zu den Tabellen 3a und 3b

- $N$  : Wertanzahl,  $\Delta t = 1 \text{ d}$   
 $\langle (v_t^x)^2 \rangle$  : Varianz der ungefilterten gemessenen Strömungen ( $\text{cm}^2/\text{sec}^2$ )  
 $\langle (v_t^1)^2 \rangle$  : Varianz der bandpaßgefilterten gemessenen Strömungen ( $5.5 \leq T[d] \leq 30.0$ )  
 $\langle (v_t^x)^2 \rangle$  : Varianz der bandpaßgefilterten westöstlichen Windstresskomponente ( $\text{dyn}/\text{cm}^2$ )  
 $r_0$  : Korrelationskoeffizient zwischen den gemessenen Werten  $v_t^1$  und  $v_t^x$   
 $v_t^1 = A_0 + A_1 v_t^x$  : lineare Regression zwischen bandpaßgefilterter Strömungskomponente und zonaler Windstresskomponente mit den Koeffizienten  $A_0$  und  $A_1$ .  
 $S_0$  : Güte des linearen Regressionsmodells für die bandpaßgefilterten Werte  
 $\delta_1, \delta_2, \tilde{\beta}_0, \tilde{\beta}_1, \tilde{\beta}_2$  : Gewichtungsfaktoren oder ARMA-Parameter  
 $\frac{1}{T_0}$  : gefundene Eigenkreisperioden [d] für ein schematisches System nach Anpassung der Daten  
 $\omega_0$  : gefundene Eigenkreisfrequenz [ $\text{d}^{-1}$ ]  
 $\alpha$  : gefundene Abklingkonstante [ $\text{d}^{-1}$ ]  
 $\alpha < \omega_0 / \sqrt{2}$  : Bedingung für Resonanzüberhöhungen im Spektrum  
 $S_1$  : Güte des ARMA-Modells für die Simulierung der bandpaßgefilterten bodennahen Strömungen  
 $r_1$  : einfacher Korrelationskoeffizient zwischen berechneten und gemessenen Strömungswerten ( mit ARMA-Modell )  
 $\langle (v_t^1)^2 \rangle^{br}$  : Varianz der berechneten Strömungen ( $\text{cm}^2/\text{sec}^2$ )  
 $\varphi = \arctan\left(\frac{2\sqrt{\omega_0^2 - \alpha^2}}{\alpha}\right)$  : gefundene Phasendifferenz

N $\Delta t=1d$	$\langle v_t^2 \rangle$	$\langle (v_t')^2 \rangle$	$\langle (v_t')^2 \rangle$	$r_0$	$\frac{v_t' = R_0 + R_1 v_{t-1}^x}{R_1}$	$S_0$	$T_0$	$\omega_0$	$\alpha$	$\frac{\omega_0}{127}$	$S_1$	$r_1$	$\langle (v_t')^2 \rangle$	$\varphi$	Zeitraum
147	307.9	68.21	.792	0.62	5.71 - .315	.62	[10.85] 10.94	[.597] .574	[.125] .064	[.409] .406	[.51] .43	[.70] .75	45.94	86.8	28.8.75 - 21.1.76
37	265.0	113.9	(.47.41) .334	(.45) .48	(.696) 8.85 - .049	(.77) (.75)	(10.66) 11.13	(.589) .564	(.088) .058	(.416) .399	(.79) 1.03	(.47) .34	65.79	87.0	9.8.75 - 14.9.75
37	286.6	126.9	.699	.63	.973 - .189	.59	11.26	.558	.076	.394	.11	.94	118.9	86.1	28.8.75 -3.10.75
37	239.2	90.92	.729	.69	7.78 - .108	.50	9.89	.635	.037	.449	.18	.90	72.16	88.3	30.9.75 -5.11.75
37	324.6	29.15	.643	.63	4.25 1.32	.58	17.65	.356	.046	.252	.28	.85	19.36	86.3	5.11.75 -11.12.75
37	288.0	35.86	(103.8) .280	(.73) .65	(.429) 7.38 .182	(.45) .56	11.31	.555	.031	.793	(.38) .49	(.78) .73	29.28	88.4	30.11.75 - 5.01.76
37	289.2	61.39	1.53	.60	3.83 - .588	.62	10.49	.598	.066	.423	.06	.97	57.90	86.8	31.12.75 - 5.02.76
37	262.4	59.60	1.29	.42	2.88 .018	.79	10.35	.607	.073	.429	.81	.48	32.31	86.5	30. 1.75 - 6.03.76
259	306.3	306.3	2.22	.66	7.64 .66	.57	-	-	-	-	-	-	-	-	ab 17.7.75

Tabelle 3a: Realisierungen mit  $v_t' = \delta_1 v_{t-1}' + \delta_2 v_{t-2}' + \tilde{\beta}_0 v_t^x + \tilde{\beta}_1 v_{t-1}^x + \tilde{\beta}_2 v_{t-2}^x$   
 ( ) : bessere Realisierung von  $v_t'$  mit Input "Pegeldaten Frederikshavn"

[ ] : Realisierung von  $v_t'$  mit  $\tilde{\beta}_0 = \tilde{\beta}_2, \tilde{\beta}_1 = 0$

N	$\delta_1$	$\delta_2$	$\beta_0$	$\beta_1$	$\beta_2$	Zeitraum
147	[1.48] 1.57	[-.778] -.880	[.923] 5.15	[0.0] -7.93	[.923] 4.45	28.8.75 -21.1.76
37	(1.52) 1.59	(-.839) -.891	(.682) 1.33	(-1.22) -2.21	(.891) 1.38	9.8.75 -14.9.75
37	1.57	-.859	6.05	-8.26	4.18	28.8.-3.10.75
37	1.54	-.929	9.03	-15.2	9.04	30.9.-5.11.75
37	1.79	-.911	8.79	-15.1	7.52	5.11.-11.12.75
37	(1.65) 1.64	(-.957) -.939	(.432) 6.16	(.648) -.747	(.328) 3.37	30.11.75 -5. 1.76
37	1.54	-.876	3.27	-5.27	3.79	31.12.-5.2.76
37	1.52	-.864	4.09	-7.89	5.27	30.1. -6.3.76

Tabelle 3b: s. Text Tabelle a und Erläuterungen.

Sie setzt bereits Ende Februar zu ihren jährlichen Maximalwerten an ( T.S. JAKOBSEN, 1980 ), und nach W. BROGMUS ( 1952 ) wird auch im Herbst eine leichte Zunahme der Zufuhr beobachtet. Für die restlichen Zeiträume scheint die anfänglich gemachte Annahme richtig zu sein, Abweichungen von der mittleren Süßwasserzufuhr in die Ostsee für die Modellrechnungen zu vernachlässigen.

Darüber hinaus sind die Abweichungen bis zu 50 % bei den Simulationsrechnungen auf die Art der Bandpaßfilterung zurückzuführen. Die hier zwangsläufig aufgrund der Filtercharakteristik zu wählende größere Bandbreite des Spektralfensters ( Abb. 32 ) wirkt sich negativ auf die Modellrechnungen aus, da für die Anpassung an die Modelltheorie letztlich ein "verschmiertes Signal" zur Verfügung steht. Aus diesem Grunde müssen die Abweichungen in Kauf genommen werden.

Zusammenfassend zeigen aber die ausgeführten Simulationsrechnungen, daß die beobachteten ca. 11-tägigen quasi-periodischen Schwankungen in den Ein- und Ausstromverhältnissen in der östlichen Vejsnäs-Rinne auf Resonanzüberhöhungen im Schwingungsverhalten des Gesamtsystems " Ostsee - Beltsee - Kattegat " zurückzuführen sind. Dabei wird bei mittleren Amplituden von  $\approx \pm 9 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$  während der halben Periode ein Wasservolumen von

$$|X| \cdot q = T_0 |h_0| \approx 7.5 \text{ km}^3$$

mit 
$$\frac{1}{2} \int_0^T |v| \cdot \sin \omega_0 dt = \frac{T_0}{\pi} \cdot |v| = |X| = 30 \text{ km}$$

in das Ostseebecken gedrückt, wodurch sich dort der Wasserspiegel um ca. 2 cm hebt. Das Verhältnis der Standardabweichung der ungefilterten Werte zur Standardabweichung der bandpaßgefilterten Werte beträgt  $\approx 2$  ( s. Tabelle 3a ). Es zeigt, daß annähernd 50 % der beobachteten Abweichungen vom Mittelwert bei den bodennahen Strömungen in der östlichen Vejsnäs - Rinne auf ca. 11-tägige Schwankungen zurückzuführen sind.

## 6. K u r z z e i t i g e   E r e i g n i s s e   m i t   h o h e n =====

### B o d e n s t r o m g e s c h w i n d i g k e i t e n =====

Die Beschreibung der beobachteten Einzelereignisse mit Stromspitzen oder höheren Bodenstromgeschwindigkeiten in der östlichen Vejsnäs - Rinne hat gezeigt ( s. Kap. 3.2 ), daß sie zusammen mit starken Wasservolumenänderungen in der Kieler Bucht angetroffen werden. Diese Änderungen werden durch Wasserstandsschwankungen vor oder in den Eingängen zur Kieler Bucht erzeugt, und sie bewirken, daß die Bucht im Rhythmus dieser Schwankungen "gefüllt" oder "geleert" wird. Sie werden einerseits, wie in Kap. 3.2 gezeigt, durch die einknotige Ostseeschwingung andererseits durch Westwindspitzen hervorgerufen, die beide Wasserstandserhöhungen und -erniedrigungen in der westlichen Ostsee erzeugen. Unabhängig von den schichtungsbedingten und vom großräumigen Windfeld erzeugten Stromschwankungen werden dadurch zusätzlich Fluktuationen im Strömungsfeld der Rinnen angeregt, deren Amplituden von der Größe der Wasserstandsänderungen in der Kieler Bucht abhängen. Daher wird im folgenden ein einfaches lineares Modell für ein schematisiertes System "Kieler Bucht" getestet, um eine physikalische Begründung für die hohen Bodenstromgeschwindigkeiten in der östlichen Vejsnäs - Rinne geben zu können.

Der Volumentransport (  $V$  ) in eine schematisierte Kieler Bucht ( s. Skizze ) ist den dortigen Wasservolumenänderungen (  $\bar{T}_B \cdot \frac{dh_B}{dt}$  ) gleichzusetzen. Dann lautet die Kontinuitätsgleichung für die Kieler Bucht:

$$( 6.1 ) \quad \bar{T}_B \cdot \frac{dh_B}{dt} = V = V_G + V_F \quad ,$$

Der Volumentransport (  $V$  ) setzt sich aus den beiden Anteilen zusammen, die durch den Großen Belt (  $V_G$  ) und den Fehmarn Belt (  $V_F$  ) in die Bucht einströmen. Die für die Stromspitzen verantwortlichen Transportänderungen in den Belten resultieren unter diesen vereinfachten Bedingungen nur aus dem Gefälle zwischen Kieler Bucht und Kattegat bzw. aus dem Gefälle Kieler Bucht und Darsser Schwelle, wo die maximalen Amplituden der Seiches zu erwarten sind:



$$(6.2) \quad \frac{dV_G}{dt} = \frac{g \cdot q_G}{L_G} \cdot (h_K - h_B) - r \cdot V_G$$

$$(6.3) \quad \frac{dV_F}{dt} = \frac{g \cdot q_F}{L_F} \cdot (h_D - h_B) - r \cdot V_F$$

( $r$  : Reibungskoeffizient)

Nach Addition der Gleichungen (6.2) und (6.3) und Einsetzen in die Kontinuitätsgleichung (6.1) ergibt sich für den Volumentransport in die Kieler Bucht die lineare Differentialgleichung:

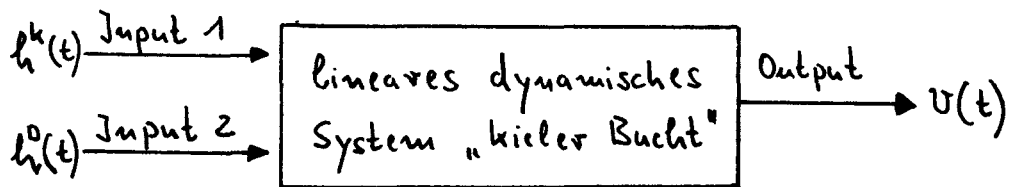
$$(6.4) \quad \frac{d^2V}{dt^2} + r \cdot \frac{dV}{dt} + \frac{g}{F_B} \cdot \left( \frac{q_G}{L_G} + \frac{q_F}{L_F} \right) \cdot V = g \cdot \left( \frac{q_G}{L_G} \cdot \frac{dh_K}{dt} + \frac{q_F}{L_F} \cdot \frac{dh_D}{dt} \right)$$

Die analytische Lösung der Schwingungsgleichung (6.4) findet sich analog zur Lösung der linearen Differentialgleichung (5.8). Die Gleichung (6.4) beschreibt ein schematisiertes schwingungsfähiges System "Kieler Bucht", dessen Eigenkreisfrequenz  $\omega_0$ ,

$$(6.5) \quad \omega_0^2 = \frac{g}{F_B} \cdot \left( \frac{q_G}{L_G} + \frac{q_F}{L_F} \right) = \frac{4 \pi^2}{T_0^2}$$

sich aus den Abmessungen bestimmen läßt. Auf die reale Beltsee übertragen, ist dieses sicher nicht ohne weiteres möglich, weil die räumlichen Verhältnisse zu komplex sind (Abb. 1). Da aber der Volumentransport ( $V$ ) in den Zeiträumen, in denen Stromspitzen in der östlichen Vejsnäs - Rinne beobachtet werden, proportional zur bodennahen Strömung angesetzt werden kann, und da die Bewegungsgleichung (6.4) das erzwungene Schwingungsverhalten eines schematisierten Systems "Kieler Bucht" beschreibt, wird die lineare Differentialgleichung benutzt, um auf ein ARMA - Modell mit zwei Input-Größen durch Diskretisierung überzuleiten. Hierin wird der Vorteil gesehen, durch die Bestimmung der AR-Parameter ( $\delta_1, \delta_2$ ) das Schwingungsverhalten während der kurzzeitigen Einzelergebnisse mit Stromspitzen abschätzen zu können.





Die Diskretisierung der linearen Differentialgleichung ( 6.4 ) erfolgt analog zur Diskretisierung des Helmholtz-Resonator-Modells in Kap. 5 ( G. BOX and G. JENKINS, 1970 ). Für die Abweichungen von einem mittleren Niveau lautet die Realisierung der Strömung  $\hat{v}_t$  zu irgendeinem Zeitpunkt  $t$  mit dem Differenzenoperator  $B$  ( 5.17 ):

$$(1 - \delta_1 B - \delta_2 B^2) \hat{v}_t = (\tilde{\beta}_0 + \tilde{\beta}_1 B + \tilde{\beta}_2 B^2) \hat{h}_t^k + (\tilde{\phi}_0 + \tilde{\phi}_1 B + \tilde{\phi}_2 B^2) \hat{h}_t^0$$

( 6.6 )

$$\hat{v}_t = \delta_1 \hat{v}_{t-1} + \delta_2 \hat{v}_{t-2} + \tilde{\beta}_0 \hat{h}_t^k + \tilde{\beta}_1 \hat{h}_{t-1}^k + \tilde{\beta}_2 \hat{h}_{t-2}^k + \tilde{\phi}_0 \hat{h}_t^0 + \tilde{\phi}_1 \hat{h}_{t-1}^0 + \tilde{\phi}_2 \hat{h}_{t-2}^0$$

mit den Gewichtungsfaktoren:

( 6.7 )

$$\delta_1 = (2 - \omega_0) \cdot (1 - \alpha)^{-1} ; \quad \delta_2 = (\alpha - 1) \cdot (1 + \alpha)^{-1} ;$$

$$\tilde{\beta}_0 = \tilde{\beta}_2 = \frac{1}{2} \cdot g \cdot q_G \cdot L_G^{-1} \cdot (1 + \alpha)^{-1} ; \quad \tilde{\beta}_1 \neq 0 ;$$

$$\tilde{\phi}_0 = \tilde{\phi}_2 = \frac{1}{2} \cdot g \cdot q_F \cdot L_F^{-1} \cdot (1 + \alpha)^{-1} ; \quad \tilde{\phi}_1 \neq 0 ;$$

und den Abweichungen vom mittleren Niveau:

( 6.8 )

$$\hat{v}_t = v_t - \overline{v}_t ; \quad \hat{h}_t^k = h_t^k - \overline{h}_t^k ; \quad \hat{h}_t^0 = h_t^0 - \overline{h}_t^0 .$$

Das exakte analoge ARMA-Modell zur linearen Differentialgleichung (6.4)

mit  $\tilde{\beta}_1 = \tilde{\phi}_1 = 0$  wird im folgenden nicht mehr betrachtet.

Die Parameter  $\delta_1, \delta_2, \tilde{\beta}_0, \tilde{\beta}_1, \tilde{\beta}_2, \tilde{\phi}_0, \tilde{\phi}_1, \tilde{\phi}_2$  werden wieder nach der Methode der kleinsten Quadrate bestimmt. Demnach muß die Summe

$$\sum_{me} \left( \hat{v}_t - \delta_1 \hat{v}_{t-1} - \delta_2 \hat{v}_{t-2} - \tilde{\beta}_0 \hat{h}_t^k - \tilde{\beta}_1 \hat{h}_{t-1}^k - \tilde{\beta}_2 \hat{h}_{t-2}^k - \tilde{\phi}_0 \hat{h}_t^0 - \tilde{\phi}_1 \hat{h}_{t-1}^0 - \tilde{\phi}_2 \hat{h}_{t-2}^0 \right)^2 = \sum \varepsilon_t^2$$

ein Minimum werden. Die Bedingung dafür ist das Verschwinden der partiellen Ableitungen:

$$\begin{aligned} \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial \delta_1} \sum \varepsilon_t^2 &= \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial \delta_2} \sum \varepsilon_t^2 = \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial \tilde{\beta}_0} \sum \varepsilon_t^2 = \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial \tilde{\beta}_1} \sum \varepsilon_t^2 = 0, \\ \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial \tilde{\beta}_2} \sum \varepsilon_t^2 &= \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial \tilde{\phi}_0} \sum \varepsilon_t^2 = \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial \tilde{\phi}_1} \sum \varepsilon_t^2 = \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial \tilde{\phi}_2} \sum \varepsilon_t^2 = 0. \end{aligned}$$

Daraus folgt das Gleichungssystem:

$$(6.9) \quad \underset{\sim}{A} \cdot \underset{\sim}{X} = \underset{\sim}{C}$$

mit dem Vektor  $\underset{\sim}{C}$ :

$$(6.10) \quad \underset{\sim}{C} = \left\{ \sum (\hat{v}_t \hat{v}_{t-1}), \sum (\hat{v}_t \hat{v}_{t-2}), \sum (\hat{v}_t \hat{h}_t^k), \sum (\hat{v}_t \hat{h}_{t-1}^k), \right. \\ \left. \sum (\hat{v}_t \hat{h}_{t-2}^k), \sum (\hat{v}_t \hat{h}_t^0), \sum (\hat{v}_t \hat{h}_{t-1}^0), \sum (\hat{v}_t \hat{h}_{t-2}^0) \right\};$$

dem Lösungsvektor  $\underset{\sim}{X}$ :

$$(6.11) \quad \underset{\sim}{X} = \left\{ \delta_1, \delta_2, \tilde{\beta}_0, \tilde{\beta}_1, \tilde{\beta}_2, \tilde{\phi}_0, \tilde{\phi}_1, \tilde{\phi}_2 \right\}$$

sowie der Kovarianzmatrix  $\underset{\sim}{A}$ :

$$\begin{aligned}
 & \Sigma(\hat{v}_{t-1})^2 \Sigma(\hat{v}_{t-1} \hat{v}_{t-2}) \Sigma(\hat{v}_{t-1} \hat{u}_t) \Sigma(\hat{v}_{t-1} \hat{u}_{t-1}) \Sigma(\hat{v}_{t-1} \hat{u}_t) \Sigma(\hat{v}_{t-1} \hat{u}_{t-1}) \Sigma(\hat{v}_{t-1} \hat{u}_{t-2}) \\
 & \Sigma(\hat{v}_{t-2} \hat{v}_{t-1}) \Sigma(\hat{v}_{t-2})^2 \Sigma(\hat{v}_{t-2} \hat{u}_t) \Sigma(\hat{v}_{t-2} \hat{u}_{t-1}) \Sigma(\hat{v}_{t-2} \hat{u}_t) \Sigma(\hat{v}_{t-2} \hat{u}_{t-1}) \Sigma(\hat{v}_{t-2} \hat{u}_{t-2}) \\
 & \Sigma(\hat{u}_t \hat{v}_{t-1}) \Sigma(\hat{u}_t \hat{v}_{t-2}) \Sigma(\hat{u}_t \hat{u}_t)^2 \Sigma(\hat{u}_t \hat{u}_{t-1}) \Sigma(\hat{u}_t \hat{u}_{t-2}) \Sigma(\hat{u}_t \hat{u}_{t-1}) \Sigma(\hat{u}_t \hat{u}_{t-2}) \\
 & \Sigma(\hat{u}_{t-1} \hat{v}_{t-1}) \Sigma(\hat{u}_{t-1} \hat{v}_{t-2}) \Sigma(\hat{u}_{t-1} \hat{u}_t) \Sigma(\hat{u}_{t-1})^2 \Sigma(\hat{u}_{t-1} \hat{u}_{t-2}) \Sigma(\hat{u}_{t-1} \hat{u}_{t-1}) \Sigma(\hat{u}_{t-1} \hat{u}_{t-2}) \\
 & \Sigma(\hat{u}_{t-2} \hat{v}_{t-1}) \Sigma(\hat{u}_{t-2} \hat{v}_{t-2}) \Sigma(\hat{u}_{t-2} \hat{u}_t) \Sigma(\hat{u}_{t-2} \hat{u}_{t-1}) \Sigma(\hat{u}_{t-2})^2 \Sigma(\hat{u}_{t-2} \hat{u}_t) \Sigma(\hat{u}_{t-2} \hat{u}_{t-1}) \Sigma(\hat{u}_{t-2} \hat{u}_{t-2}) \\
 & \Sigma(\hat{u}_t \hat{v}_{t-1}) \Sigma(\hat{u}_t \hat{v}_{t-2}) \Sigma(\hat{u}_t \hat{u}_t) \Sigma(\hat{u}_t \hat{u}_{t-1}) \Sigma(\hat{u}_t \hat{u}_{t-2}) \Sigma(\hat{u}_t \hat{u}_{t-1}) \Sigma(\hat{u}_t \hat{u}_{t-2}) \\
 & \Sigma(\hat{u}_{t-1} \hat{v}_{t-1}) \Sigma(\hat{u}_{t-1} \hat{v}_{t-2}) \Sigma(\hat{u}_{t-1} \hat{u}_t) \Sigma(\hat{u}_{t-1} \hat{u}_{t-1}) \Sigma(\hat{u}_{t-1})^2 \Sigma(\hat{u}_{t-1} \hat{u}_{t-2}) \Sigma(\hat{u}_{t-1} \hat{u}_{t-1}) \Sigma(\hat{u}_{t-1} \hat{u}_{t-2}) \\
 & \Sigma(\hat{u}_{t-2} \hat{v}_{t-1}) \Sigma(\hat{u}_{t-2} \hat{v}_{t-2}) \Sigma(\hat{u}_{t-2} \hat{u}_t) \Sigma(\hat{u}_{t-2} \hat{u}_{t-1}) \Sigma(\hat{u}_{t-2} \hat{u}_{t-2}) \Sigma(\hat{u}_{t-2})^2 \Sigma(\hat{u}_{t-2} \hat{u}_{t-1}) \Sigma(\hat{u}_{t-2} \hat{u}_{t-2}) \\
 & \Sigma(\hat{u}_{t-1} \hat{v}_{t-1}) \Sigma(\hat{u}_{t-1} \hat{v}_{t-2}) \Sigma(\hat{u}_{t-1} \hat{u}_t) \Sigma(\hat{u}_{t-1} \hat{u}_{t-1}) \Sigma(\hat{u}_{t-1} \hat{u}_{t-2}) \Sigma(\hat{u}_{t-1} \hat{u}_{t-1})^2 \Sigma(\hat{u}_{t-1} \hat{u}_{t-2}) \\
 & \Sigma(\hat{u}_{t-2} \hat{v}_{t-1}) \Sigma(\hat{u}_{t-2} \hat{v}_{t-2}) \Sigma(\hat{u}_{t-2} \hat{u}_t) \Sigma(\hat{u}_{t-2} \hat{u}_{t-1}) \Sigma(\hat{u}_{t-2} \hat{u}_{t-2}) \Sigma(\hat{u}_{t-2} \hat{u}_{t-1}) \Sigma(\hat{u}_{t-2} \hat{u}_{t-2})^2
 \end{aligned}$$

$$= \tilde{A} \quad (\text{Kovarianzmatrix}) \quad (6.12)$$

Für die Modellrechnungen werden als Input-Größen die Wasserstände von Rødbyhavn ( Fehmarn Belt )  $h_t^R$  und Slipshavn ( Großer Belt )  $h_t^S$  verwendet. Sie werden als repräsentativ für Wasserstandsänderungen in den Eingängen zur Kieler Bucht angesehen. Die Simualtionsrechnungen werden zum einen für den Zeitraum 3.12.1975 - 10.1.1976 durchgeführt, in denen zweimal eine kräftige Anregung der einknotigen Ostseeschwingung beobachtet wird ( 3.12. - 10.12.1975; 1.1. - 8.1.1976; Abb. 17 f und 17 g ) und zum anderen im Zeitraum 12.9 - 2.10.1975 ( Abb. 17a ) sowie 18.11. - 24.11.1975 ( Abb. 17e ), wo weitere Male höhere Stromgeschwindigkeiten und Windspitzen registriert werden ( 13.9., 29.9. und 20.11.1975 ). Der optische Vergleich der gemessenen und berechneten Werte wird zusammen mit dem zeitlichen Verlauf der Input-Größen sowie der westöstlichen Windstresskomponente und den Wasserständen der Pegelstation "Strande" dargestellt ( Abb. 36 a-c; Abb. 37 a-c und Abb. 38 a-c ). Die Ergebnisse der Modellrechnungen für die 3-stündigen Werte sind in den Tabellen 4a und 4b aufgelistet. Zum Vergleich werden die Ergebnisse eines einfachen linearen Regressionsmodells zwischen den Größen "gedrehte Stromkomponente" und "westöstliche Windstresskomponente" angegeben ( lokaler Wind ) . Das Regressionsmodell repräsentiert quasi die Lösung für den stationären Ekman-Strom in einem Kanalmodell, wie sie von G. T. CSANADY ( 1973 ), J.R. BENNETT ( 1974 ) und W. KRAUSS ( 1979 ) vorgestellt werden.

Die Schätzung der AR-Parameter in Tabelle 4a macht deutlich, daß Dämpfungseffekte in einem Flachmeer das Schwingungsverhalten der Kieler Bucht prägen. In den Zeiten einer kräftigen Anregung der einknotigen Ostseeschwingung ( Abb. 38a - c, 3.12.-10.12.1975 und 1.1.-8.1.1976 ) sind Erregerfrequenz , Dämpfungseffekte und Eigenkreisfrequenz des schematisierten Systems so abgestimmt, daß die Kieler Bucht nicht nur statisch, sondern mit erzwungenen Schwingungen im Rhythmus des Seiches,  $T \approx 40$  Std., auf die Wasserstandsänderungen in den Belten reagiert. Mit im Mittel  $\omega_0 \approx 4.2 \alpha$  und  $\omega \approx 0.55 \omega_0$  werden die Bedingungen für eine stark gedämpfte erzwungene Schwingung analysiert, die zu keiner Zeit eine Resonanzüberhöhung im Spektrum erzeugt, da weder  $\omega \approx \omega_0$  noch  $\alpha < \frac{\omega_0}{\sqrt{2}}$  erfüllt werden.

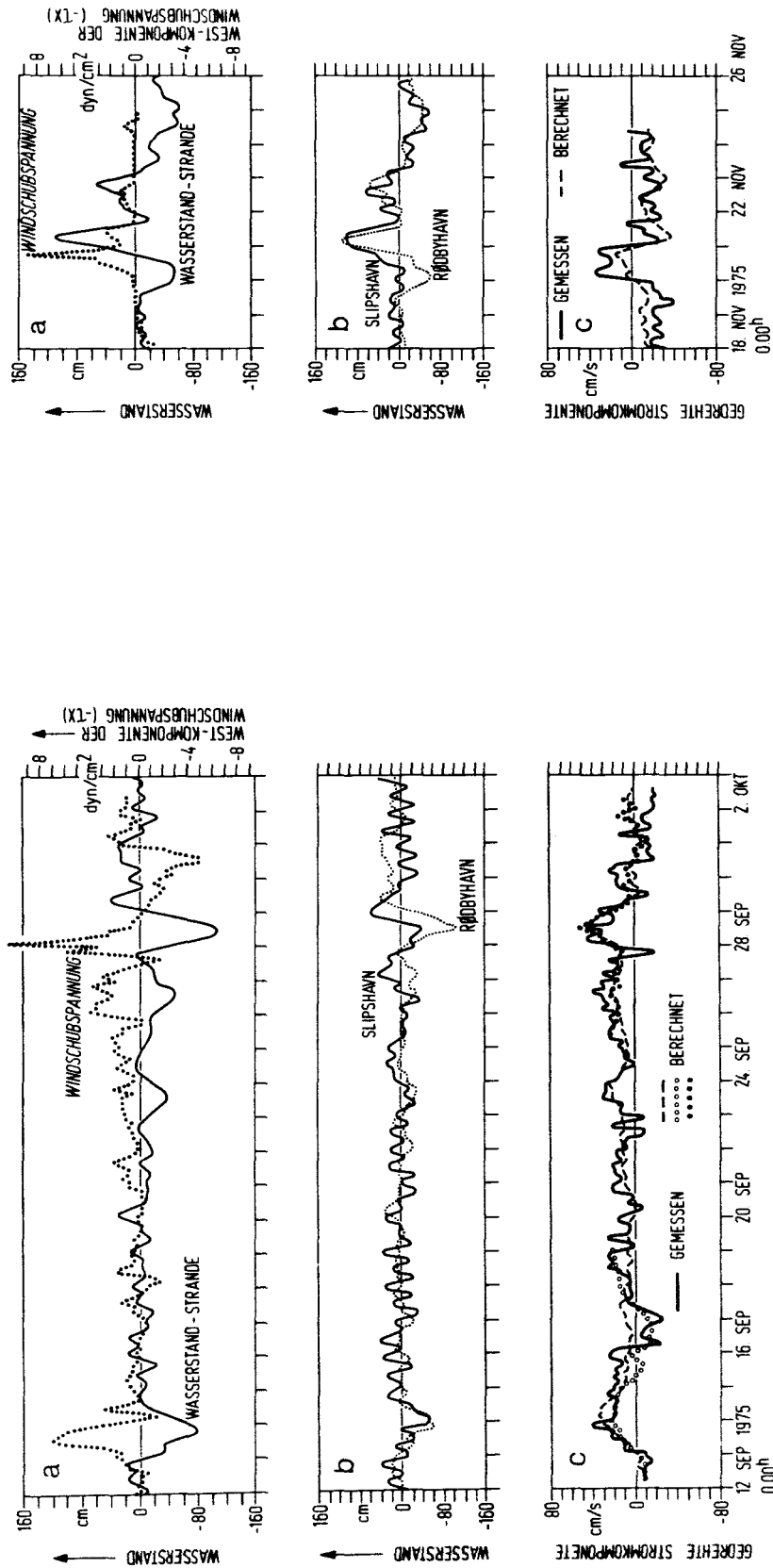


Abb. 36a - c:

Abb. 37a - c:

Vergleich zwischen a: der aus Winddaten der Wetterstation "Kelds Nor" berechneten Westostkomponente  
 der Windschubspannung und den Wasserständen in Strände (westliche Kieler Bucht),  
 b: den Wasserständen in Slipshavn (Großer Belt) und Rødbyhavn (Fehmarn Belt),  
 c: den gemessenen und berechneten Strömungswerten in der östlichen Vejsnäs -  
 Rinne (27 m). Modellparameter s. Tabellen 4a und 4b.

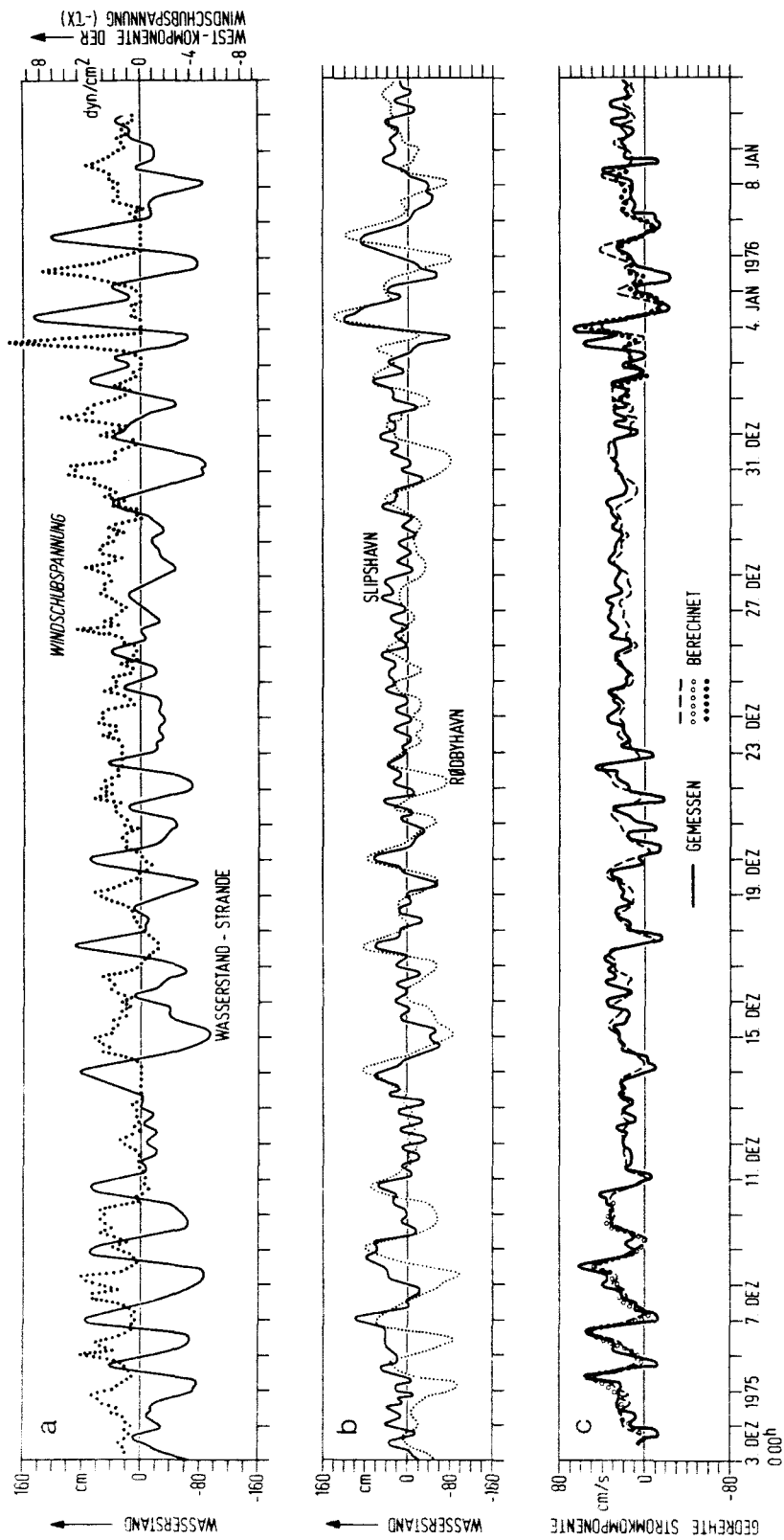


Abb. 38 a - c : Text s. Abb. 36 und 37.

Bei Phasendifferenzen zwischen  $53.2 \leq \varphi^0 \leq 57.3$  schwanken die beobachteten Perioden für die erzwungenen Schwingungen zwischen  $35.4 \leq T \text{ [Std.]} \leq 43.3$ . Dieses Ergebnis findet sich in guter Übereinstimmung mit den Berechnungen von C. WÜBBER und W. KRAUSS ( 1979 ) für die einknotige Ostseeschwingung. In den Zeiträumen, wo Westwindspitzen Wasserstandserniedrigungen in der westlichen Ostsee bewirken, kehrt die Kieler Bucht nach einmaliger Auslenkung asymptotisch in die Ruhelage zurück. ( 12.9. - 2.10.1975, 12.9. - 19.9.1975 und 18.11. - 24.11.1975, Abb. 36 a - c und Abb. 37 a - c ). Es wird stets die Bedingung für den "Kriechfall",  $\omega_0 < \alpha$ , erfüllt. Die berechneten Eigenperioden für das ungedämpfte Schwingungsverhalten des schematisierten Systems "Kieler Bucht" werden zwischen  $18.5 \leq T_0 \text{ [Std.]} \leq 29.9$  angegeben, wodurch

Erläuterungen zu den Tabellen 4a und 4b

- $N$  : Wertanzahl,  $\Delta t = 3 \text{ Std.}$
- $\bar{h}_t^S$  : Mittelwert der Wasserstände (cm)  
in Slipshavn (Großer Belt)
- $\bar{h}_t^R$  : Mittelwert der Wasserstände (cm)  
in Rødbyhavn (Fehmarn Belt)
- $\bar{v}_t$  : Mittelwert der gedr. Stromkomponente  
in der östlichen Vejsnäs-Rinne (cm/sec)
- $\langle v_t^2 \rangle$  : Varianz der gedr. Stromkomponente in  
der östlichen Vejsnäs-Rinne ( cm<sup>2</sup>/sec<sup>2</sup> )
- $\bar{\tau}_t^x$  : Mittelwert der westöstlichen Windstress-  
komponente, Kelds Nor (dyn/cm<sup>2</sup>)
- $\langle (\tau_t^x)^2 \rangle$  : Varianz der westöstlichen Windstress-  
komponente, Kelds Nor (dyn/cm<sup>2</sup>)<sup>2</sup>
- $r_0$  : Korrelationskoeffizient zwischen  $v_t$   
und  $\tau_t^x$  (gemessen)
- $v_t = A_0 + A_1 \cdot \tau_t^x$  : lineare Regression zwischen Strömung und  
Wind mit den Koeffizienten  $A_0$  und  $A_1$
- $S_0$  : Güte des linearen Regressionsmodells
- $\delta_1, \delta_2, \tilde{\beta}_0, \tilde{\beta}_1, \tilde{\beta}_2, \tilde{\gamma}_0, \tilde{\gamma}_1, \tilde{\gamma}_2$  : gefundene Gewichtungsfaktoren für das  
ARMA-Modell
- $T_0$  : gefundene Eigenperiode für das schema-  
tische System ( h<sup>-1</sup> )
- $\alpha$  : gefundene Abklingkonstante ( h<sup>-1</sup> )
- $\alpha < \omega_0 / \sqrt{2}$  : Bedingung für Resonanzüberhöhung im  
Spektrum
- $S_1$  : Güte des ARMA-Modells für die Simulie-  
rung der Einzelereignisse
- $r_1$  : Korrelationskoeffizient zwischen berech-  
neter u. gemessener Strömung
- $\langle \hat{v}_t^2 \rangle^{Ar}$  : Varianz der berechneten Strömungen  
( mit ARMA-Modell )
- $\varphi = \arctan \left( \frac{2\sqrt{\omega_0^2 - \alpha^2}}{\alpha} \right)$  : gefundene Phasendifferenz

N	$\bar{v}_t^S$	$\bar{v}_t^R$	$\langle v_t^2 \rangle$	$\bar{\tau}_t^x$	$\langle (\tau_t^x)^2 \rangle$	$\tau_0$	$v_t = \frac{R_0 + R_1 \tau_t^x}{R_1}$	$S_0$	$T_0$	$\omega_0$	$\alpha$	$\frac{\omega_0}{\sqrt{2}}$	$S_1$	$\tau_1$	$\langle \hat{v}_t^2 \rangle$	$\varphi$	Zeitraum
308	15.5	2.7	210.2	1.68	2.34	.47	50.1	.77	[43.33] 24.09	.261	.217	.184	.49	.71	105.2	53.2	3.12.75 -10.1.76
56	24.7	-12.7	288.5	1.96	1.41	.57	14.6	.66	[35.40] 18.48	.340	.290	.240	.25	.87	212.6	50.8	3.12.75 -10.12.75
56	18.1	24.6	370.5	1.79	5.23	.25	-7.19	.92	[41.53] 25.59	.246	.194	.174	.42	.76	183.4	57.3	1.1.76 -8.1.76
165	4.7	18.2	243.1	.975	4.27	.51	1.75	.74	24.20	.260	.352	.184	.58	.65	97.25	-	12.9.75 -2.10.75
56	4.6	-1.2	239.3	.966	3.19	.33	.106	.88	29.85	.210	.345	.149	.45	.77	154.7	-	12.9.75 -19.9.75
56	3.5	-.25	352.1	1.10	9.14	.59	2.46	.64	25.40	.247	.365	.175	.45	.74	170.3	-	25.9.75 -2.10.75
56	12.4	2.0	321.6	.603	2.07	.69	14.8	.51	25.61	.245	.289	.173	.57	.66	129.4	-	18.11.75 -24.11.75

Tabelle 4a: Realisierungen mit  $\hat{v}_t = \delta_1 \hat{v}_{t-1} + \delta_2 \hat{v}_{t-2} + \tilde{\beta}_0 \hat{v}_t^S + \tilde{\beta}_1 \hat{v}_{t-1}^S + \tilde{\beta}_2 \hat{v}_{t-2}^S + \tilde{\phi}_0^R \hat{v}_t^R + \tilde{\phi}_1^R \hat{v}_{t-1}^R + \tilde{\phi}_2^R \hat{v}_{t-2}^R$

R: Rødbyhavn (Fehmarn Belt); S: Slipshavn (Großer Belt)

[ ]: Periode der erzwungenen Schwingungen



$\delta_1$	$\delta_2$	$\tilde{\beta}_0$	$\tilde{\beta}_1$	$\tilde{\beta}_2$	$\tilde{\phi}_0$	$\tilde{\phi}_1$	$\tilde{\phi}_2$	N	Zeitraum
.841	-.212	.126	-.257	.145	.237	-.503	.214	308	3.12.-10. 1.76
.513	-.069	.031	.061	.064	-.355	.126	.054	56	3.12.-10.12.75
.921	-.264	-.223	.500	-.424	.126	.097	.039	56	1. 1.- 8. 1.76
.678	.027	-.107	.179	-.164	-.236	.363	-.282	165	12.9.- 2.10.75
.787	.017	-.255	.025	-.191	.145	.273	.147	56	12.9.-19. 9.75
.692	.045	.030	-.208	.190	-.384	.343	-.091	56	25.9.- 2.10.75
.781	-.071	.008	.179	-.125	-.192	.482	-.396	56	18.11.-24.11.75

Tabelle 4b: Die ARMA-Parameter

sich im Mittel eine "Wirklänge"  $q \approx q_c \approx q_f$  von

$$(6.10) \quad q \cdot \frac{L_f + L_G}{L_f \cdot L_G} = \frac{\omega_0^2 \cdot T_B}{g} = 2,3 \cdot 10^{-3} \text{ km}$$

in guter Übereinstimmung mit dem Wert  $q = 1,66 \cdot 10^{-3} \text{ km}$  im langperiodischen Bereich ergibt.

Die Güte der Simulationsrechnungen mit dem ARMA-Modell (6.6) schwankt zwischen  $0,25 \leq S_1 \leq 0,58$ , und die einfachen Korrelationskoeffizienten zwischen den berechneten und den gemessenen Werten liegen zwischen  $0,64 \leq r_1 \leq 0,87$ . Im Mittel werden die Modellrechnungen mit einem Fehler  $< 50 \%$  durchgeführt und können gegenüber einem einfachen Regressionsmodell überzeugen (Tabelle 4a).

Zusammenfassend zeigen die beschriebenen Modellrechnungen für kurzzeitige Ereignisse mit hohen Bodenstromgeschwindigkeiten, daß das physikalische Konzept in dem hier skizzierten Modell "Kieler Bucht" in erster Näherung ausreichend ist, um bodennahe Strömungen in der östlichen Vejsnäs-Rinne über Wasserstandsänderungen im Großen Belt und Fehmarn Belt zu simulieren. Die Stromspitzen sind physikalisch damit zu begründen, daß die Kieler Bucht aufgrund des Verhältnisses zwischen Eigenkreisfrequenz ( $\omega_0$ ) und der Frequenz der einknotigen Ostseeschwingung trotz starker Dämpfungseffekte in einem Flachmeer zum Mitschwingen mit der Seiches gezwungen wird und dabei die größten beobachteten Volumenänderungsraten erfährt, die in den Rinnen zu hohen Bodenstromgeschwindigkeiten führen. Die Kieler Bucht reagiert im Frequenzbereich der einknotigen Ostsee-Seiches nicht nur statisch auf Wasserstandsänderungen in den Belten, sondern noch mit stark gedämpften erzwungenen Schwingungen.

## 7. Zusammenfassung der Ergebnisse

Die hier analysierten ca. 2,5-jährigen Beobachtungen in der Vejsnäs-Rinne ( Abb. 1 ) vermitteln einen Eindruck über langperiodische Vorgänge in der nordöstlichen Kieler Bucht ( s. Kap. 2 ). Die dortigen bodennahen Ein- und Ausstromschwankungen  $> 1$  d werden in erster Näherung ganzjährig indirekt über Wasserstandsänderungen in der Skagerrak-Kattegat-Region vom großräumigen Windfeld erzeugt. Spektrale Untersuchungen zeigen, daß im langperiodischen Bereich bei ca. 3 - 4 Monaten und bei ca. 11 Tagen eine Energiekonzentration vorliegt. Darüber hinaus lassen sich anhand der in der östlichen Vejsnäs-Rinne durchgeführten Langzeituntersuchungen selten auftretende Extremsituationen mit hohen Bodenstromgeschwindigkeiten beschreiben, die für die Bildung von Strömungsmarken auf dem Sediment verantwortlich sind ( s. Kap. 3 ).

Die Energiekonzentration bei ca. 3 - 4 Monaten in den Spektren ist darauf zurückzuführen, daß über die Jahre gesehen in der nordöstlichen Kieler Bucht längere Ein- und Ausstromsituationen beobachtet werden. Sie werden mit jährlichen Änderungen der atmosphärischen Zirkulation über dem Übergangsgebiet zwischen Nord- und Ostsee begründet, die im gleichen Rhythmus längere Ein- und Ausstromlagen in den Ostseezugängen bewirkt. Neben dem schichtungsbedingten halbjährlichen Hauptmaximum im Sommer werden zwangsläufig durch diese anhaltenden Einstromlagen (ca. 1,5 - 2 Monate ) sogenannte sekundäre Salzgehaltsmaxima zu anderen Jahreszeiten in der Beltsee erzeugt. Die hier verwendeten langzeitigen Aufzeichnungen in der östlichen Vejsnäs-Rinne und die Beobachtungen beim Feuerschiff "Fehmarn Belt" machen deutlich, daß sekundäre bodennahe Salzgehaltsmaxima, die nach G. WOLF ( 1972 ) im Winterhalbjahr westlich der Darsser Schwelle die hydrographische Voraussetzung für einen effektiven Salzwasereinbruch in die Ostsee bilden, nur äußerst unregelmäßig im Jahresgang erscheinen, wie u.a. bei G. NEUMANN ( 1940 ) oder G. SIEDLER u. G. HATJE ( 1974 ) erläutert. Zeitweise jedoch, z.B. Juli 1976 bis November 1977 weisen die ca. 3 - 4 - monatigen Schwankungen im Übergangsgebiet durch sekundäre Salzgehaltsmaxima im Frühjahr und Herbst sowie dem regelmäßig erscheinendem Maximum im Sommer eine gewisse Stabilität innerhalb einer Dekade auf. Da Salzgehalts-

maxima in den Rinnen der Beltsee mit einem Vordringen von salzreichem Nordseewasser in den südlichen Kattegat ( 30‰-Isohalinenverlagerung ) gekoppelt sind, müssen langperiodische Klimaschwankungen in unseren Breiten dafür verantwortlich sein, daß die beobachteten ca. 3 - 4 monatigen Schwankungen in den Schichtungsverhältnissen der Beltsee keine feste Phasenbezeichnung zum regelmäßigen thermohalinen Jahresgang besitzen ( s. Kap. 4 ).

Annähernd 50 % der gemessenen Abweichungen vom Mittelwert bei den bodennahen Strömungen in der östlichen Vejsnäs-Rinne sind nach einer Bandpaßfilterung im Frequenzbereich  $5.5 \leq T [d] \leq 30.0$  auf ca. 11-tägige Ein- und Ausstromschwankungen zurückzuführen. Nach A. SVANSSON ( 1980 ) ist eine ca. 11-Tage-Periode in den Transportschwankungen im Übergangsgebiet als Eigenperiode des Gesamtsystems "Ostsee - Beltsee - Kattegat" zu verstehen. Sie läßt sich bei Vernachlässigung nichtlinearer Effekte in den Ostseezugängen anhand eines Helmholtz-Resonator-Modells für die Ostsee-Region ableiten. Dabei wird das Übergangsgebiet in erster Näherung als kanalähnliche Verbindung angesehen, deren Länge sehr viel kleiner ist als die Wellenlänge der Wasserstandsänderungen im Kattegat. Im Gegensatz zu A. SVANSSON ( 1980 ), der Simulationsrechnungen für mittlere Wasserstände im Ostseebecken durchführt und dabei im Zeitraum Februar - April 1976 keine Resonanzeffekte in dem hier betrachteten Frequenzbereich beobachtet, zeigen die in Kap. 5 beschriebenen Rechnungen für ca. einmonatige Perioden zwischen August 1975 u. März 1976 mit einem ARMA-Modell, daß die in der östlichen Vejsnäs-Rinne bodennah analysierten stark ausgeprägten ca. 11-tägigen Ein- und Ausstromschwankungen vorwiegend als Resonanzüberhöhungen in einem schematisierten System "Ostsee-Beltsee-Kattegat" erklärt werden können. Dabei wird während einer halben Periode ein Wasservolumen von  $\approx 7.5 \text{ km}^3$  in das Ostseebecken gedrückt, wodurch der Wasserspiegel dort um ca. 2 cm ansteigt.

Die selten beobachteten und hier beschriebenen bodennahen Stromspitzen in der östlichen Vejsnäs-Rinne ( s. Kap. 3.2 ) sind darauf zurückzuführen, daß die Kieler Bucht während einer kräftigen Anregung der ein-knotigen Ostseeseiches die größten Wasservolumenänderungsraten erfährt. Die Begründung hierfür ist nach Schätzung der Modellparameter bei Anpassung der gemessenen Strömungswerte an ein lineares Modell "Kieler

Bucht" ( s. Kap. 6 ) darin zu suchen, daß die Kieler Bucht in diesem Periodenbereich nicht nur statisch, sondern aufgrund der Verhältnisse zwischen Eigenkreisfrequenz und Frequenz der einknotigen Ostseeschwingung sowie Reibungseffekten in einem Flachmeer noch mit stark gedämpften erzwungenen Schwingungen auf Wasserstandsänderungen in ihren Zugängen reagiert.

### Anhang: Die Schätzung der Spektren

Die Schätzung der gezeigten Energiedichte- bzw. Energiespektren mittels FOURIER - Transformation der mit dem HANNING - Fenster multiplizierten Auto<sup>ko</sup>varianzfunktion der jeweiligen Beobachtungsreihe erfolgt wie u.a. bei W. KRAUSS ( 1966 ) beschrieben. Die Verschiebung beträgt 50 % und die Freiheitsgrade der Spektren werden nach G. JENKINS and D. WATTS ( 1968 ) mit einer Näherungsformel für  $def \geq 30$  berechnet:

$$2n = def \quad (\text{Anzahl der Freiheitsgrade})$$

$$n = \frac{18 p^2}{19 p - 1} \quad (p = \text{Anzahl der Teilstücke}).$$

Die Signifikanz von Energiekonzentrationen ( Peaks ) wird nach einem bei G. JENKINS and D. WATTS ( 1968 ) angegebenen Verfahren unter Heranziehung des  $\chi^2$  - Testes für eine Irrtumswahrscheinlichkeit von  $\alpha = 0.05$  bestimmt. Die sich im erfaßten Frequenzbereich überschneidenden Spektren der Einzelreihen werden gemeinsam dargestellt. Da sich in allen Fällen eine gute Anpassung zeigte, erschien es gerechtfertigt, jeweils zusammengesetzte Spektren zu zeichnen. Für mehrere Reihenpaare werden aus den Kreuzkovarianzfunktionen ( analog der Berechnung der Energiedichtespektren ) über die Co- und Quadraturspektren sowohl die Phasenspektren als auch die Kohärenzspektren ermittelt. Für sie werden die Signifikanzschwellen  $C_\alpha$  ebenfalls nach einer Näherungsformel bestimmt:

$$C_\alpha^2 = 1 - \alpha^{\frac{1}{n-1}}$$

### Literaturverzeichnis

- AANDERAA, J.I. (1964): A recording and telemetrering Instrument. Techn. Rept. NATO Sud. Comm. Oc. Res., 15, 53 pp.
- ABRAMOWITZ, M. and I.A. SEGUN (1965): Handbook of Mathematical functions with Formulas, Graphs, and Mathematical Tables, Dover Publications, INC., New York, 1046 pp.
- BENNETT, J.R. (1974): On the dynamics of wind-driven lake currents. J. Phys. Oceanogr. 4, 400-414.
- BÖRNGEN, M. und P. HUPFER (1978): Spektrale Analyse des Oberflächensalzgehaltes in der westlichen Ostsee. Acta Hydrophysica 28(1), 5-15.
- BOX, G.E.P. and G.M. JENKINS (1970): Time Series Analysis-forecasting and control-, Holden Day, San Francisco, Cambridge, London, Amsterdam, 553 pp.
- BROGMUS, W. (1952): Eine Revision des Wasserhaushalts der Ostsee. Kieler Meeresforsch. 9, 15-42.
- CSANADY, G.T. (1973): Transverse internal seiches in large oblong lakes and marginal seas. J. Phys. Oceanogr. 3, 439-447.
- DAVIS, R.B. (1976): Predictability of sea-surface temperature and sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean. J. Phys. Oceanogr., 6, 249-266.
- DEFANT, F. (1972): Klima und Wetter der Ostsee. Kieler Meeresforsch. 28, 1-30.
- DEUTSCHES HYDROGRAPHISCHES INSTITUT: Beobachtungen auf den deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee, Meereskundliche Beobachtungen und Ergebnisse für die Jahre 1966-1977, Hamburg, 1968-1978.
- DEUTSCHER WETTERDIENST (1981): Meteorologische Beobachtungen von deutschen Feuerschiffen der Nord- und Ostsee für das Jahr 1979, Nr. 101.
- DICKSON, R.R. (1973): The prediction of major baltic inflows. Dt. Hydrogr. Zeitschr. 26, 97-105.
- DIETRICH, G. (1950): Die natürlichen Regionen von Nord- und Ostsee auf hydrographischer Grundlage. Kieler Meeresforsch. 7, 35-69.

- DIETRICH, G. (1950): Die natürlichen Regionen von Nord- und Ostsee auf hydrographischer Grundlage. Kieler Meeresforsch. 7, 35-69.
- DIETRICH, G. (1951): Oberflächenströmungen im Kattegat, im Sund und in der Beltsee. Dt. Hydrogr. Z., 4, 129-150.
- DIETRICH, G. und F. SCHOTT (1974): Wasserhaushalt und Strömungen, in: Meereskunde der Ostsee, L. MAGAARD und G. RHEINHEIMER (Ed.), Springer-Verlag.
- DIETRICH, G., K. KALLE, W. KRAUSS und G. SIEDLER (1975): Allgemeine Meereskunde. Gebrüder Bornträger, Berlin-Stuttgart, 3. neubearbeitete Auflage, 593 pp.
- EHLIN, U., I. MATTISSON and G. ZACHRISSON (1974): Computer based calculations of volumes of the Baltic Area. 9. Conf. Balt. Oceanogr., Kiel, No. 7, 14 pp.
- EHRHARDT, O. (1979): Das Klima der Kieler Bucht. Diplomarbeit, Universität Kiel.
- FONSELIUS, S.H. (1962): Hydrography of the Baltic deep basins I. Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr. Rep. 13, 1-41.
- FONSELIUS, S.H. (1967): Hydrography of the Baltic deep basins II. Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr. Rep. 20, 1-31.
- FONSELIUS, S.H. (1969): Hydrography of the Baltic deep basins III. Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr. Rep. 23, 1-97.
- FONSELIUS, S.H. (1970): On the Water renewals in the Eastern Gotland Basin after World War II. ICES C.M./C:8, 1-6, Copenhagen.
- FRANCKE, E. und D. NEHRING (1971): Erste Beobachtungen über einen erneuten Salzwassereinbruch in die Ostsee im Februar 1969. Beitr. z. Meereskunde 28, 33-47.
- HALPERN, D., R.D. PILLSBURY and R.L. SMITH (1974): An inter-comparison of three current meters operated in shallow waters. Deep Sea Research 21, 489-497.
- HARDTKE, P.G. (1978): About the velocity field in the Kiel Bay. 11. Conf. Balt. Oceanogr., Rostock, No. 2, 6 pp.
- HASSELMANN, K. (1979): Linear statistical models. Dyn. Atmos. Oceans, 3, 501-521.
- HATJE, G. (1976): Strömungen in der Vejsnäsrinne 1975/76. Rep. Sonderforschungsbereich 95, Nr. 24, Universität Kiel.



- HATJE, G. (1977): Strömungen in der Vejsnäsrinne 1976/77.  
Rep. Sonderforschungsbereich 95, Nr. 31, Universität  
Kiel.
- HELM, R. (1968): Zum Problem der Strömungen im Fehmarnbelt.  
Beitr. z. Meereskunde 22, 25-40.
- HERMANN, F. (1972): A strong inflow of high salinity water  
to the Baltic during 1971-72. 8. Conf. Balt. Oceanogr.,  
Copenhagen, No. 27.
- INTERNATIONAL COUNCIL FOR THE EXPLORATION OF THE SEA (I.C.E.S.):  
Monthly Synoptic Charts 1970-1977.
- JAKOBSEN, T.S. (1980): Sea Water exchange of the Baltic.  
Measurements and methods, The Belt Project, Dec. 1980,  
106 pp.
- JENKINS, G. and D. WATTS (1968): Spectral Analysis and Its  
Applications, Holden Day, San Francisco.
- KÄNDLER, R. (1951): Der Einfluß der Wetterlage auf die  
Salzgehaltsschichtung im Übergangsgebiet zwischen  
Nord- und Ostsee. Dt. Hydrogr. Z. 4, 150-160.
- KNUDSEN, M. (1900): Ein hydrographischer Lehrsatz. Ann.  
Hydr. und Marit. Meteorol. 28, 316-320.
- KRAUSS, W. and L. MAGAARD (1962): Zum System der Eigensch-  
wingungen der Ostsee. Kieler Meeresforsch. 18,  
184-186.
- KRAUSS, W. (1966): Die Spektren der Temperaturschwankungen  
und der Strömung im Gebiet nordwestlich von Fehmarn.  
Kieler Meeresforsch. 22, 35-38.
- KRAUSS, W. (1966a): Methoden und Ergebnisse der theoretischen  
Ozeanographie. 2: Interne Wellen. Gebrüder Bornträger,  
Berlin-Stuttgart, 248 pp.
- KRAUSS, W. (1973): Dynamics of the Ocean, Methods and  
Results of Theoretical Oceanography. 1: Dynamics of  
the Homogeneous and the Quasihomogeneous Ocean, Ge-  
brüder Bornträger, Berlin-Stuttgart, 302 pp.
- KRAUSS, W. (1979): Inertial waves in an infinite channel of  
rectangular cross section. Dt. Hydrogr. Z. 32(6),
- KRUG, J. (1963): Erneuerung des Wassers in der Kieler Bucht  
im Verlauf eines Jahres am Beispiel 1960/1961. Kieler  
Meeresforsch. 19, 158-174.
- KUHN, H., D. QUADFASEL, F. SCHOTT und W. ZENK (1980):  
On Simultaneous Measurements with Rotor, Wing and  
Acoustic Current Meters, Moored in Shallow Water.  
Dt. Hydrogr. Z. 33, 1-18.

- KUIJPERS, A. (1978): Effects of bottom currents in the Northern part of the Sound, mapped with side-scan-sonar. Rep. Sonderforschungsbereich 95, Nr. 39, Universität Kiel.
- KUIJPERS, A. (1980): Sediment patterns and bedforms, and their relationship to the flow regime in the Belt Sea and the Sound. Dissertation, Universität Kiel.
- LANGE, W., T. MÜLLER, H. RÄTHJEN und G. SIEDLER (1975): Untersuchungen zum Wasseraustausch in der Kieler Bucht. Bundesministerium für Forsch. und Techn., BMFT-FB M 75-06.
- LEE, A. and L.A. MYSAK (1979): Transverse upwelling in a long narrow lake, with applications to Babine Lake and Lake Michigan. Atmosphere-Ocean 17(3), 200-218.
- LI, H.W. (1977): Ein Mehrschichtenmodell für die windbedingten Strömungen in der Kieler Bucht. Dissertation, Universität Kiel.
- MAGAARD, L. und W. KRAUSS (1966): Spektren der Wasserstandsschwankungen der Ostsee im Jahre 1958. Kieler Meeresforsch. 22, 155-162.
- MAGAARD, L. (1974): Wasserstandsschwankungen und Seegang, in: Meereskunde der Ostsee, L. MAGAARD und G. RHEINHEIMER (Ed.), Springer-Verlag.
- MIKULSKI, Z. (1972): The inflow of river waters to the Baltic Sea in the years 1961-1970. 8. Conf. Balt. Oceanogr., Copenhagen.
- NAG (1977): The NAG ALGOL Library Mannual, NAG Ltd.
- NEHRING, D., E. FRANCKE and H.-J. BROSIN (1971): Beobachtungen über die ozeanologischen Veränderungen im Gotlandtief während der Wasserumschichtung im Oktober 1969. Beitr. z. Meereskunde 28, 75-82.
- NEHRING, D. and E. FRANCKE (1972): The stagnation in the deeps of the baltic during 1971 and the influx of high saline water in March 1972. 8. Conf. Balt. Oceanogr., Copenhagen, No. 15.
- NEUMANN, G. (1940): Mittelwerte längerer und kürzerer Beobachtungsreihen des Salzgehaltes bei den Feuerschiffen im Kattegat und in der Beltsee. Annal. Hydrogr. und Marit. Meteorol. 68(11), 373-386.
- NEUMANN, G. (1941): Eigenschwingungen der Ostsee. Archiv d. Seewarte und Marineobservatorium, 61(4), 1-59.

- SAUNDERS, P.M. (1976): Near-surface current measurements. Deep Sea Research 23, 249-257.
- SCHWEIMER, M. (1978): Physikalisch-ozeanographische Parameter in der westlichen Ostsee - eine Literaturstudie - Ber. Inst. f. Meeresk. Kiel, Nr. 61, 139 pp.
- SIEDLER, G. und G. HATJE (1974): Temperaturen, Salzgehalt und Dichte, in: Meereskunde der Ostsee, L. MAGAARD und G. RHEINHEIMER (Ed.), Springer-Verlag.
- SIUDZINSKI, K., A. MAJEWSKI und K. VOIGT (1972): Preliminary report on a thorough renewal of the baltic deep water starting in spring 1972. ICES CM 1972/C:2, Hydrography Committee, 6 pp. (mimeo).
- SPIEGEL, M.R. (1965): Laplace-Transforms, Schamm's outline series, McGraw-Hill.
- STIGEBRANDT, A. (1980): Some aspects of tidal interaction with fjord constrictions. Estuarine and Coastal Marine Science 11, 151-166.
- STIGEBRANDT, A. (1980a): Barotropic and baroclinic response of a semi-enclosed basin to barotropic forcing from the sea, in: Fjord Oceanography, M.J. FREBLAND, D.M. FARMER and C.D. LEVINGS (Ed.), Plenum Press, New York and London.
- SVANSSON, A. (1972): Canal models of sea level and salinity variations in the Baltic and adjacent waters. Fishery Board of Sweden, Ser. Hydrogr. Rep. 26, 88 pp.
- SVANSSON, A. (1980): Exchange of water and salt in the Baltic and adjacent seas. Oceanol. Acta 3, 4, 431-440.
- WATTENBERG, H. (1941): Über die Grenzen zwischen Nord- und Ostseewasser. Ann. Hydrogr. und Marit. Meteorl. 69(9), 265-279.
- WATTENBERG, H. (1949): Die Salzgehaltsverteilung in der Kieler Bucht und ihre Abhängigkeit von Strom- und Wetterlage. Kieler Meeresforsch. 6, 17-30.
- WEIDEMANN, H. (1950): Untersuchungen über unperiodische und periodische hydrographische Vorgänge in der Beltsee. Kieler Meeresforsch. 7, 70-86.
- WERNER, F. and R.S. NEWTON (1975): The pattern of large scale bed forms in the Langeland Belt (Baltic-Sea). Mar. Geol. 19, 39-62.

- WERNER, F., G. UNSÖLD, B. KOOPMANN und A. STEFANON (1980):  
Field observations and flume experiments on the nature  
of comet marks. *Sedimentary Geology* 26, 233-262.
- WITTIG, H. (1953): Der mittlere jährliche Gang des Salzge-  
haltes in der Kieler und Mecklenburger Bucht. *Kieler  
Meeresforsch.* 9(2), 171-175.
- WITTSTOCK, R., U. SCHAUER u. G. SCHALLER (1978): Strömungen  
in der Vejsnäsrinne 1977/78. Rep. Sonderforschungsbe-  
reich 95, Nr. 45, Universität Kiel.
- WOLF, G. (1961): Über die hydrologischen Verhältnisse in der  
westlichen Ostsee im Noveember 1953. *Beiträge z.  
Meereskunde* 1, 39-47.
- WOLF, G. (1972): Salzwassereinbrüche im Gebiet der  
westlichen Ostsee. *Beiträge z. Meereskunde* 29, 67-77.
- WÜBBER, C. and W. KRAUSS (1979): The two-dimensional seiches  
of the Baltic Sea. *Oceanol. Acta* 2, 435-446.
- WYRTKI, K. (1953): Die Dynamik der Wasserbewegungen im  
Fehmarnbelt. Teil 1. *Kieler Meeresforschung* 9, 155-170
- WYRTKI, K. (1954): Die Dynamik der Wasserbewegungen im  
Fehmarnbelt. Teil 2. *Kieler Meeresforschung* 10, 162-181.
- WYRTKI, K. (1954a): Schwankungen im Wasserhaushalt der  
Ostsee. *Dt. Hydrogr. Z.* 7, 91-129.
- WYRTKI, K. (1954b): Der große Salzeinbruch in die Ostsee im  
November und Dezember 1951. *Kieler Meeresforschung* 10,  
19-25.
- ZENK, W., U. SCHAUER, U. PETERSOHN und R.U. MITTELSTAEDT  
(1979): Bodenströmungen und Schichtungsverhältnisse in  
der nördlichen Kieler Bucht im März 1978. *Ber. Inst. f.  
Meereskunde Kiel*, Nr. 69, 26 pp.

N a c h w o r t

Für die Betreuung der vorliegenden Arbeit bin ich meinem Doktorvater, Herrn Prof. Dr. G. Siedler zu großem Dank verpflichtet.

Besonders danken möchte ich Herrn Dr. R. Käse, der durch viele hilfreiche Anregungen und Diskussionen zum Gelingen der Arbeit beigetragen hat.

Frau H. Mahnke und Frau S. Drews bin ich für die sorgfältige Erstellung des Manuskriptes zu Dank verpflichtet.

Ich danke Frau A. Schurbohm für die Geduld, Mühe und Sorgfalt, mit der sie die Abbildungen erstellt hat.

Außerdem möchte ich allen anderen Mitarbeitern der Abteilung Meeresphysik des Instituts für Meereskunde in Kiel meinen Dank aussprechen, da sie mir immer hilfreich zur Seite standen.

Herrn Baudirektor Sindern sei für die Bereitschaft gedankt, mir das Archiv des Wasser- und Schifffahrtsamtes Kiel zur Verfügung zu stellen. Bei Herrn Zachritz möchte ich mich in diesem Zusammenhag gleichfalls bedanken.

Ferner gilt mein Dank auch der Besatzung des Forschungskutters " Littorina ", die die Verankerungsarbeiten unter Führung von Herrn Kapitän V. Ohl durchgeführt hat. Ebenso danke ich Herrn Dipl.-Ozeanogr. G. Hatje, der die in dieser Arbeit beschriebenen Langzeituntersuchungen wissenschaftlich betreute.

Letztlich sei der Deutschen Forschungsgemeinschaft gedankt, die diese Arbeit im Rahmen des Sonderforschungsbereiches 95 " Wechselwirkung Meer - Meeresboden " an der Universität Kiel unterstützte. (Publikation Nr. 413, SFB 95)